Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

На правах рукописи

Кучеровский Глеб Алексеевич

АРХЕЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОДЛОЗЕРСКОГО ДОМЕНА КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (ЭТАПЫ, ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ)

Специальность 1.6.3-Петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Арестова Н.А.

Санкт-Петербург – 2025

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Геологическая характеристика районов проведения работ	10
Строение Карельской провинции Фенноскандинавского щита	10
Геологическое строение исследованных районов	15
Глава 2. Геологическое положение и петрография интрузивных базитов и ульт	рабазитов
	25
Петрографическая характеристика пород	27
Выводы	
Глава 3. U-Th-Pb система в цирконе и возраст исследуемых пород	40
Возраст основных интрузивных пород района Палой Ламбы	42
Возраст основных интрузивных пород в районе Остерского зеленокаменного п	ояса 47
Выводы	51
Глава 4. Характеристика химического состава базитов и основные геохимичес	кие
выводы	53
Геохимическая характеристика габбро первого этапа	53
Геохимическая характеристика пород второго этапа	59
Геохимическая характеристика пород третьего этапа	65
Геохимическая характеристика пород четвёртого этапа	71
Сравнение химического состава исследуемых пород	87
Глава 5. Петрология базитовых интрузий	93
Петрология габбро первого этапа	95
Петрология высокомагнезиальных габбро и диоритов второго этапа	99
Петрология габбро-анортозитов третьего этапа	104
Петрология пород четвёртого этапа	111
Выводы	115

Заключение	117
Список использованной литературы	119
Приложение 1. Публикации по теме диссертационного исследования	125
Приложение 2. Таблица состава минералов	127

Введение

Актуальность темы работы

В настоящее время в литературе широко обсуждается вопрос, какие условия формирования базитовых расплавов существовали на Земле на ранних стадиях её развития (Condie, 2010, 2016, 2017; Wyman, 2018; Pears, Reagan, 2019). Изучение данной проблемы напрямую связано с такими фундаментальными задачами, как определение геодинамических обстановок ранней Земли, установление тектонических режимов формирования древней коры. Ответ на этот вопрос можно получить, исследуя основные магматические породы: особенности их химического и изотопного состава несут информацию о процессах, происходивших в мантии в момент их образования.

Многие исследователи последние годы активно обсуждают тектонические режимы Земли в раннем докембрии (Cawood et al., 2006; Gerya, 2014; Griffin, 2014; Wyman, 2018; Berdard, 2018; Condie, 2018; Piper, 2018; Perchuk et al., 2020). Для западной окраины Водлозерского домена Карельской провинции были предложены модели формирования коры, обусловленные различными геодинамическим обстановкам. (Ранний докембрий..., 2005; Светов, 2005, 2009; Слабунов 2008; Арестова и др. 2012, 2015 и др.). Появление новых, в том числе локальных, аналитических методов позволяет заполнить пробелы в этих моделях и более детально реконструировать геологическую историю раннего Докембрия этой территории, что и определяет актуальность данной работы.

Диссертационное исследование посвящено изучению мезо- и неоархейских интрузивных базитов западной окраины Водлозерского домена: их геологии, времени внедрения, процессам образования и эволюции расплава этих пород.

Степень разработанности темы исследования

В 70-ые годы XX века архейские метаморфические комплексы Карелии исследователи стали интерпретировать, как продукт метаморфизма магматических пород. В это время толщи амфиболитов и серпентинитов зеленокаменных поясов Карелии стали определять как габбро, метабазальты и метакоматииты (Геология и петрология... 1978; Вулканизм архейских... 1981, Зеленокаменные пояса..,1988). В более поздних работах представлены различные тектонические интерпретации выделенных вулканогенно-осадочных комплексов (Ранний докембрий... 2005, Магматические системы... 2005, Древнейшие адакиты..., 2009, Чекулаев и

др., 2002, Арестова и др., 2012, Арестова и др., 2015). В настоящий момент идёт дискуссия о происхождении и эволюции зеленокаменных поясов Водлозерского домена. На сегодняшний день не существует общепринятой модели образования мантийных расплавов, внедрявшихся в процессе формирования зеленокаменных поясов.

Цель работы - установление времени внедрения, условий образования и эволюции расплавов базитового состава мезо- и неоархейского возраста в районе западной окраины Водлозерского домена Карельской провинции.

Для достижения цели исследования последовательно решались следующие задачи:

1. Исследование геологического строения реперных участков северозападной окраины Водлозерского домена.

2. Вылеление основных базитового этапов магматизма на основе геологических определение возраста данных И ИХ на основе ИЗОТОПНОгеохронологических данных.

3. Выявление особенностей химического состава базитовых интрузий по главным, редким и редкоземельным элементам.

4. Определение условий магмообразования для каждого из выделенных этапов методами численного моделирования по главным и редким элементам.

Научная новизна работы:

Для базитовых интрузий западной окраины Водлозерского домена в пределах Палаламбинского и Остерского зеленокаменных поясов установлена последовательность внедрения, подтверждённая изотопно-геохронологическими исследованиями. Выделено 4 этапа основного интрузивного магматизма в интервале 3-2.7 млрд лет.

Для базитов разных этапов выявлены различия содержания главных, редких и редкоземельных элементов. Показано сходство химического состава расплавов первого и четвёртого этапов. Установлена комагматичность пород первого этапа и базальтов зеленокаменных поясов.

Составлены модели образования и эволюции расплавов пород выделенных этапов, определены РТ- параметры образования расплава. Установлено, что расплавы первого, третьего и четвёртого магматических этапов зарождались в условиях, характерных для поднятия мантийного плюма.

5

Теоретическая и практическая значимость работы:

Полученные результаты позволяют сделать выводы о природе магматических процессов, происходивших в нео- и мезоархее на западной окраине Водлозерского домена. Формирование расплавов в условиях, характерных для поднятия мантийного плюма позволяют уточнить существующие геодинамические модели образования зеленокаменных поясов.

Определение возраста внедрения магматических пород, секущих те или иные супракрустальные толщи помогает решить актуальную задачу уточнения стратиграфического положения пород архейского фундамента. Знание геохимических особенностей, присущих породам каждого из этих этапов позволяет провести корреляцию между интрузивными телами этого района вне опорных участков. Это может быть использовано при проведении геологического картирования архейских образований Водлозерского домена и при составлении местной стратиграфической шкалы.

Полученные результаты использованы в рамках темы НИР FMUW-2022-0004 «Глобальные рубежи формирования и эволюции континентальной коры и литосферой мантии древних щитов фундамента Восточно-Европейской платформы и Восточной Сибири: петрологические и изотопно-геохимические свидетельства, геодинамические и металлогенические следствия».

Методология и методы исследования:

Методологической основой исследования является научный подход с комплексным применением современных геохимических и изотопно-геохимических методов. В диссертации были использованы образцы пород, собранные автором в составе коллектива ИГГД РАН в ходе полевых работ в 2009-2018 гг. Дополнительно в работе использовались образцы, отобранные в пределах опорных участков сотрудниками Карельской группы лаборатории геологии и геодинамики ИГГД РАН ранее. Изученная коллекция состоит из 82 образцов, отобранных из всех разновидностей основных пород в пределах опорных участков. Химический состав петрогенных (главных) элементов в породах определен в ЦЛ ВСЕГЕИ методом XRF на спектрометре ARL-9800 и в ИГГД РАН на приборе VRA-30. Содержание редких и редкоземельных элементов в породе проанализировано методом IСР-МS на масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартным методикам (ВСЕГЕИ) и в ИГГД РАН на приборе VRA-30 по авторским методикам И.Н.Крылова и В.И.Артеевой с использованием международных стандартов. Содержания оксидов петрогенных элементов приведены в весовых %, содержание редких и редкоземельных элементов – в ррт. Магнезиальность (mg#) рассчитана по формуле MgO/MgO+FeO. Состав минералов исследован в ИГГД РАН на сканирующем электронном

микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (~350 точек). Анализ циркона на содержание редких и редкоземельных элементов (10 анализов) выполнен методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (Ярославский филиал ФТИАН РАН). Локальное датирование циркона U-Pb методом выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Кроме РЗЭ, в большей части зёрен циркона выполнено измерение содержаний Li, P, Ca, Sr, Ba, Ti, Nb, Hf, Th, U и проанализированы спектры их распределения. Во всех случаях измерения содержаний редких элементов проводились в тех же точках, что и U-Pb определения. Пробоподготовка и изотопные Sm-Nd исследования были проведены в химической лаборатории ИГГД РАН, Санкт-Петербург. Химическое разложение проб и выделение Sm и Nd методом ионообменной хроматографии выполнено согласно методике, описанной в (Саватенков и др., 2004). Определение изотопного состава Sm и Nd проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton T1. Воспроизводимость определения концентраций Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR 1, составляет \pm 0.5%. Величина холостого опыта 0.3 нг для Sm и 0.8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR 1 (6 измерений): Sm = 6.47 мкг/г, Nd = 28.13 мкг/г, 147 Sm/ 144 Nd = 0.1380, 143 Nd/ 144 Nd = 0.512642 ± 14. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM 987. Изотопный состав Nd нормализован по величине 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведен к табличному значению стандарта La Jolla (143 Nd/ 144 Nd = 0.511860). Для расчета значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ использованы параметры для однородного хондритового резервуара на сегодняшний день: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 (Основы изотопной..., 1989).

На защиту выносятся следующие положения:

1. В пределах западной окраины Водлозерского домена проявлены четыре последовательные этапа архейского интрузивного базитового магматизма с возрастом 3.02, 2,89, 2,86 и 2,72 млрд лет.

2. Интрузивные базиты каждого этапа отличаются особенностями химического состава. Так для пород I этапа характерно недифференцированное распределение редких и редкоземельных элементов; II этапа – высокая магнезиальность при низком содержании титана, обогащение крупноионными элементами и низкое (Nb/La)_n отношение; III этапа – отрицательная аномалия HFS-элементов на фоне обогащённого распределения редких элементов, IV – недифференцированное или обогащённое распределение редких и редкоземельных элементов.

3. Для I, III И IV изотопному магм этапов по составу Nd источником расплава выступала деплетированная лерцолитовая обогащенная мантия, для расплавов второго этапа источником была метасоматизированная литосферная мантия.

Степень достоверности результатов исследования обусловлена представительностью каменного материала и использованием аналитических данных, полученных в аккредитованных лабораториях.

Апробация результатов. Основные положения и результаты работы докладывались на следующих семинарах и конференциях: Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Конференции памяти Г.М.Саранчиной и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга. СПб, 2012; Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. ХХШ молодёжная научная школа-конференция памяти К.О. Кратца. Петрозаводск. 2012; ХХІV конференция молодых учёных памяти К.О. Кратца. Петрозаводск. 2012; ХХІV конференция молодых учёных памяти К.О. Кратца. Апатиты. 2013; ХХV конференция молодых учёных памяти К.О. Кратца. Санкт-Петербург. 2014; IV Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы», СПб.2015; «Петрография магматических и метаморфических горных пород». Петрозаводск. 2015; Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 2018г;. IX Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка, 2018; VI Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург2019 г.

Личный вклад автора заключается в постановке цели и задач диссертационного исследования, в анализе научной литературы по теме работ, участии в полевых работах и отборе образцов, получении (участие в изучении и подготовке циркона для измерения изотопного возраста) и обработке аналитических данных, интерпретации результатов. На основе полученных новых данных были составлены и рассчитаны петрогенетические модели формирования исходных расплавов базитов.

Публикации по работе. Результаты диссертационной работы в достаточной степени освещены в 17 печатных работах, в том числе в 3 статьях – в изданиях, входящих в международные базы данных и системы цитирования Scopus и Web of Science, 5 - входящих в перечень ВАК. Список работ приведён в приложении 1.

Структура работы. Диссертация состоит из оглавления, введения, 5 глав, заключения, списка литературы и 2 приложений. Диссертация изложена на 136 страницах, содержит 75 рисунков и 12 таблиц. Список литературы включает 95 наименований.

8

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность своему научному руководителю д.г.-м.н., Н.А. Арестовой за всестороннюю поддержку. Автор благодарит В. П. Чекулаева, С.Г. Скублова и А.Б. Вревского за помощь в процессе написания работы и обсуждения полученных рез ультатов. За рецензирование работы автор благодарит А.М. Ларина: его замечания позволили исправить ошибки в работе и улучшить её структуру. За помощь в проведении электронно-зондового микроанализа автор благодарит О.Л. Галанкину. За успешное совместное проведение полевых работ автор благодарит Ю.С. Егорову, А.В. Юрченко и Т.А. Мыскову. Также отдельную благодарность за помощь в изучении циркона автор выражает Е.Н. Лепёхиной.

Глава 1. Геологическая характеристика районов проведения работ

Строение Карельской провинции Фенноскандинавского щита

Фенноскандинавский щит является крупнейшим выходом древнего фундамента Восточно-Европейской платформы. На территории щита обнажены многочисленные комплексы пород, имеющие сложную историю геологического развития, включающую многократные этапы магматизма и метаморфизма. Изучению геологического строения Фенноскандинавского щита за последние сто лет посвящены труды многих исследователей. Первым основные элементы тектонического строения Фенноскандинавского щита выделил И. Седерхольм (J. Sederholm, 1927). Основываясь на его работах Х. Ваюрюнен (Н. Väyrynen, 1933) и Н. Г. Судовиков (Судовиков Н.Г., 1937) детализировали представление о структуре щита. А.А. Полканов и Э.К. Герлинг в своих работах положили начало систематическому исследованию изотопного возраста пород, слагающих щит (Герлинг Э.К., Полканов А.А. 1958; Полканов А.А., Герлинг Э.К., 1961). Позже Л.Я. Харитонов и К.О. Кратц в своих работах (Геология карелид... 1963; Структура и стратиграфия..., 1966) предложили схему расчленения позднеархейских и палеопротерозойских образований восточной части Фенноскандинавского щита, которая не претерпела принципиальных изменений до настоящего времени. К.О. Кратц позже на основе геологических и геофизических данных сделал выводы о глубинном строении щита (Земная кора... 1978).

В архейской части щита выделены три крупные провинции: Кольско-Норвежская (гранулит-зеленокаменная область), Беломорская (Беломорский складчатый пояс) и Карельская (Карельская гранит-зеленокаменная область) (Ранний докембрий..., 2005). Древнейшей частью Фенноскандинавского щита является Карельская провинция (гранит-зеленокаменную область), которая расположена в юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Рисунок 1). Она простирается в северо-западном направлении на 700 км при ширине около 300 км (Ранний докембрий..., 2005). На юго-востоке породы Карельской провинции перекрыты платформенным чехлом, на севере и северо-востоке граничат с породами Беломорской провинции, а на юге, западе ограничены зоной свекофенид (Рисунок 1.1). В пределах Карельской провинции выделяются два главных типа архейских структур: зеленокаменные пояса, занимающие около 20% площади и разделяемые ими гранитно-гнейсовые ареалы, занимающие около 80% площади соответственно.



Рисунок 1. Схема строения восточной части Фенноскандинавского щита, составлена на основе (The Archean..., 2012) с привлечением данных других работ. 1 – Карельская гранитзеленокаменная область; 2 – Кольская провинция; 3 – Мурманский блок; 4 – Беломорский складчатый пояс; 5 – Лапландский гранулитовый пояс; 6 – зеленокаменные пояса; 7 – Границы доменов; 8 – административные границы; 9 – район Оз. Остер; 10 – район Палой Ламбы; ВД – водлозерский домен; ЦКД – Центральнокарельский домен; ЗКД – Западно-Карельский домен.



Рисунок 1.1. Схема разделении Карельской гранит-зеленокаменной области на домены, составлена на основе (Ранний докембрий... 2005) с привлечением результатов позднейших работ. 1 – Водлозерский домен; 2 – Центральнокарельский домен; 3 – Западно-Карельский домен; 4 – Беломорский складчатый пояс; 5 – протерозойские образования; 6 – платформенный чехол; Зеленокаменные пояса с возрастом: 7 – Сегозерско-Ведлозерский зеленокаменный пояс (3.02-2.9 млрд лет); 8 - 2.9-2.85 млрд лет; 9 – древнее 2.9 млрд лет, 10, – 2.85-2.7 млрд лет (с бимодальным магматизмом). 11 – 2.85-2.7 млрд лет (парагнейсовые и с мультимодальным вулканизмом). Цифры в кружках – районы проведения работ: 1 – Палая Ламба; 2 – оз. Остер.

В результате проведённых в последние годы геологических, геохимических и геохронологических исследований были выявлены различия в составе и возрасте структур, слагающих Карельскую провинцию. Для территории Карелии выделяется три домена, различающиеся составом и возрастами слагающих их пород: древние Водлозерский, Западно-Карельский домены и разделяющий их более молодой Центрально-Карельский домен (Лобач-Жученко и др., 2000, 2005).

Западно-Карельский домен занимает западную часть Карелии и большую часть Центральной и восточной Финляндии. Его границы примерно соответствуют контурам Центрально-Карельского сегмента земной коры (Земная кора..., 1978). Восточная граница домена проведена по краю зеленокаменного пояса Иломантси — Нюк, на юге он граничит с породами Свекофеннской провинции. Западная и северная границы домена проведены достаточно условно вследствие недостаточности геологических и изотопных данных. На уровне современного эрозионного среза домен сложен преимущественно породами, имеющими возраст 2,86-2,64 млрд. лет. (Ранний докембрий..., 2005). Модельный Nd возраст гранитоидов и кислых вулканитов Западно-Карельского домена определён в интервале 2.8 - 3.2 млрд лет при отрицательном или близком к нулю значении є_{Nd(t)} (Лобач-Жученко и др., 2000). Модельный возраст t_{Nd(DM)} основных пород не превышает 2.9-3.1 млрд лет (Huhma et al., 2012 Ранний докембрий..., 2005).

Центрально-Карельский домен ограничен на западе и востоке Водлозерским и Западно-Карельским доменами, на юге зоной свекофеннид, на севере Беломорским подвижным поясом. Его границей с Западно-Карельским доменом является зеленокаменный пояс Иломантси — Нюк, а с Водлозерским доменом – Хаутаваарский, Семченский, Палаламбинский и Остерский зеленокаменные пояса. Центрально-Карельский домен сложен преимущественно гранитоидами, разного состава. Возраст пород, слагающих домен, определён в интервале 2.75 – 2.66 млрд лет. Модельный возраст t_{Nd(DM)} пород домена не превышает 2.95 млрд лет (Huhma et al., 2012; Ранний докембрий..., 2005).

Крупнейшим и хорошо изученным фрагментом палео-мезоархейской коры Карельской провинции и всего Фенноскандинавского щита является Водлозерский домен (Рисунок 1.2). Он (Рисунок 1.2) слагает восточную часть Карельской провинции. Границы домена примерно соответствуют Онежскому сегменту земной коры (Земная кора..., 1978). На западе домен граничит с Центрально-Карельским доменом, на севере – с породами Беломорского пояса, на востоке и юге скрыт под платформенным чехлом. Водлозерский домен характеризуется широким развитием пород, имеющих возраст циркона более 3.0 млрд лет и неодимовый модельный возраст t_{Nd(DM)} в интервале 3.3-3.4 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000; Чекулаев и

др., 2002; Ранний докембрий ..., 2005). В пределах домена выделяются два этапа древнейшего для Карельской провинции магматизма. К первому этапу относятся породы тоналиттрондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации и амфиболиты с возрастом 3.24 млрд лет, ко второму этапу относятся породы ТТГ серии с возрастом 3.13-3.15 млрд лет (Арестова и др. 2015). В краевых частях Водлозерского домена расположены зеленокаменные пояса, сформировавшиеся в интервале времени 3.02 — 2.84 млрд лет. Наибольшее развитие на территории домена имеют позднеархейские (2.80-2.65 млрд лет) гранитоиды (Ранний докембрий..., 2005).



Рисунок 1.2. Схематическая геологическая карта Водлозерского домена (Ранний докембрий... 2005). 1 – протерозойские образования; 2 – архейские зеленокаменные пояса; 3 – интрузии плагиомикроклиновых гранитов; 4 – Семченская базитовая интрузия; 5 – интрузии санукитоидов; 6 – суммийские базальты Центральнокарельского домена; 7,8 – отложения платформенного чехла. Цифры в кружках – районы проведения работ: 1 – Палая Ламба; 2 – оз. Остер.

На западной окраине Водлозерского домена расположены наиболее древние зеленокаменные пояса Фенноскандинавского щита, сформировавшиеся в интервале времени 3.02 — 2.84 млрд лет назад, - Хаутаваарский, Койкарско-Семченский, Палаламбинский, Остерский и другие. Все пояса вытянуты в субмеридианальном направлении. Наиболее

крупным зеленокаменным поясом западной окраины Водлозерского домена является Хаутаварский. Он прослеживается более чем на 100 км при мощности более 20 км. Другие зеленокаменные пояса прослеживаются на первые десятки километров при мощности в первые километры. В связи со сходством в составе и строении этих поясов С.И. Рыбаков с коллегами объединили их в одну крупную структуру - Сегозерско-Ведлозерский зеленокаменный пояс (Вулканизм архейских... 1981; Магматические системы... 2005). Зеленокаменные пояса западной окраины Водлозерского домена обычно окружены более молодыми гранитоидами, однако для Палаламбинского зеленокаменного пояса был установлен геологический контакт с породами древнего фундамента. Близость места излияния вулканитов к месту их нынешнего залегания на тоналитовом фундаменте также подтверждается обнаруженной в тоналитах фундамента дайкой, сложенной породой - полным геохимическим аналогом базальтов зеленокаменного пояса (Арестова и др., 2012). Для всех зеленокаменных поясов западной окраины Водлозерского домена установлены 3-4 этапа магматической активности, иногда разделённых процессами метаморфизма и деформации. (Магматические системы... 2005, Ранний докембрий..., 2005, Арестова и др., 2015).

Геологическое строение исследованных районов

В качестве объектов детального исследования интрузивных базит-ультрабазитов были выбраны хорошо обнаженные Остерский и Палаламбинский зеленокаменные пояса, вместе с интрузивными породами образующие одноименные структуры.

Палаламбинский зеленокаменный пояс является уникальным геологическим объектом, т.к. здесь можно наблюдать непосредственные соотношения вулканических и интрузивных пород пояса и тоналит-трондьемитов древнего фундамента (Рисунок 1.3). Относительно низкие степени метаморфизма и слабо проявленные деформации в пределах этого объекта позволяют детально исследовать ранние этапы развития земной коры в этом регионе. Палаламбинский зеленокаменный пояс расположен между бывшими деревнями Карташи и Паласельга. Пояс вытянут с юга на север вдоль русла р. Лижма. С юга породы зеленокаменного пояса скрыты под протерозойскими отложениями. Породы древнего сиалического фундамента, на которых залегают супракрустальные породы зеленокаменного пояса, располагаются непосредственно к востоку от зеленокаменного пояса и представлены полимигматитами, субстратом которых являются тоналиты, а в качестве инъекционного материала выступают трондьемиты и плагиомикроклиновые граниты.

15



Рисунок 1.3. Геологическая карта р-на Палой Ламбы (составлена на основе (Геология и петрология... 1978) с дополнениями автора). 1 – тоналиты фундамента; 2 – плагиограниты (трондьемиты); 3 – плагиомикроклиновые граниты; 4 – базальты; 5 – коматииты; 6 – коматиитовые базальты; 7 – андезиты; 8 – ранние габбро (геохимический аналог базальтов); 9 – высокомагнезиальные габбро и диориты; 10 – лейкогаббро; 11 – железистые габбро. Тела, показанные знаками 7-9, изображены вне масштаба карты. 12 – протерозойские отложения; 13 – зона гидротермального изменения; 14 – четвертичные отложения; 15 – зона интенсивного рассланцевания; 16 – тектонические контакты.

Возраст тоналитового компонента, принятый за возраст кристаллизации пород фундамента, определён равным 3141±9,7 млн лет (Арестова и др. 2012). На породах фундамента залегают базальты и коматииты супракрустальной толщи, детально описанные в работах: (Геология и петрология... 1978; Вулканизм архейских... 1981; Зеленокаменные пояса..., 1988; Светов, 1995 и 2005). Углы падения первичной полосчатости этих пород варьируют от 10° до 30°, выполаживаясь по мере удаления от контакта.

Вблизи непосредственного контакта супракрустальные породы и породы фундамента интенсивно рассланцеваны. Породы фундамента недалеко от контакта секутся дайкой габбро – полного геохимического аналога базальтов зеленокаменного пояса.

В базальтах пояса присутствуют субвулканические тела андезитов в виде силлов и полого залегающих даек. Аналогичная по составу будинированная дайка андезита исследована в пределах древнего фундамента. Для андезита дайки, секущей тоналит фундамента, U-Pb методом был установлен возраст, равный 2919±14 млн лет. В аналогичном андезите из дайки в метабазальтах зеленокаменного пояса только одно зерно даёт конкордантный возраст 2900 млн лет, остальные зерна циркона, более изменённые, дают возраст 2840 млн лет, что соответствует возрасту метаморфизма, связанного с внедрением интрузий габбро-лейкогаббро, описанных ниже. (Арестова и др., 2015).

Следующим этапом магматической активности, широко проявленным на территории Палаламбинского зеленокаменного пояса, является внедрение трондьемитов как в форме жил, интенсивно пронизывающих породы фундамента и супракрустальную толщу, так и в форме интрузии плагиогранитов Лижмореченского массива. Возраст этих гранитов определён U-Pb методом равным 2903±28 млн лет. (Арестова и др., 2015).

В пределах фундамента выделяется комплекс даек высокомагнезиальных габбро и диоритов, имеющих северо-восточное простирание. Породы этой группы секут как тоналиты, так и трондьемиты фундамента.

Андезиты и базальты зеленокаменного пояса секутся телами габбро-лейкогаббро. Отдельные тела пород этой группы распространены как на севере, так и на юге пояса. Они имеют изометричную форму и размеры от первых десятков до сотен метров. Для пород этой группы классическим U-Pb методом был установлен возраст циркона, равный 2840±30 млн лет (Ранний докембрий... 2005).

Породы фундамента секутся также серией даек железистых габбро северо-западного направления. Возраст пород этой группы не установлен, но их секущее положение по

отношению к развитым на территории зеленокаменного пояса структурам позволяет предположить, что они были внедрены на позднем этапе развития пояса.

Последним магматическим событием на территории Палаламбинского зеленокаменного пояса было образование значительных объёмов жильных плагиомикроклиновых гранитов. Их возраст оценивается в 2674±35 млн лет (Арестова и др., 2015).

Остерский зеленокаменный пояс располагается к югу от оз. Сегозеро и к востоку от дороги Чебино - Карельская Масельга, в районе озёр Остер и Вожема (Рисунок 1.4.). Зеленокаменный пояс простирается в субмеридиональном направлении, с севера он ограничен Сегозерским водохранилищем, с юга скрыт под протерозойскими породами Кумсинской структуры. В строении Остерского зеленокаменного пояса выделяются два комплекса пород, разделенных образованием полимиктовых конгломератов (Геология и петрология... 1978; Чекулаев и др., 2002). К нижнему комплексу относят метабазальты, метаандезиты, плагиограниты и секущие их интрузии габбро-анортозитов. Верхний комплекс сложен терригенными осадочными породами, субвулканическими породами средне-кислого состава, прорывающими ИХ гранитами И телами базитов И ультрабазитов, комплексом дифференцированных базитовых даек и телами пегматоидных гранитов. Наиболее древними породами в пределах Остерского зеленокаменного пояса являются базальты и коматииты супракрустальной толщи, расположенные в северо-западной части исследованного района. Они слагают разрозненные блоки, прорываемые всеми интрузивных типами пород. распространённых в пределах зеленокаменного пояса. Для базальтов характерны крутые углы падения и сильное рассланцевание в зонах контакта с другими породами данного района. Тем не менее, в отдельных обнажениях можно наблюдать хорошо сохранившиеся подушечные структуры. Коматииты залегают согласно с базальтами, образуя отдельные прослои. Их количество незначительно и ограничивается несколькими проявлениями преимущественно в северной части структуры. Определений возраста коматиитов и базальтов Остерского зеленокаменного пояса не имеется.



Рисунок 1.4. Геологическая карта p-на оз. Остер (составлена на основе (Геология и петрология... 1978) с дополнениями автора). 1 – плагиограниты; 2 – гнейсо-граниты Гейне-Оя; 3 – гипабиссальный комплекс гранитов и гранодиоритов; 4 – базальты; 5 – андезиты; 6 – конгломераты; 7 – тела ультрабазитов; 8 – габбро-анортозиты; 9 – комплекс поздних даек габбро (изображены вне масштаба); 10 –зона гидротермального изменения; 11 – разрывные нарушения; 12 – четвертичные отложения.

Западная часть зеленокаменного пояса сложена преимущественно андезитами. Так же, как и базальты, андезиты секутся всеми интрузивными породами, распространёнными в пределах исследованного участка. Непосредственных геологических соотношений между андезитами и базальтами на территории Остерского зеленокаменного пояса не наблюдается. В связи с отсутствием стратиграфических соотношений существуют различные точки зрения относительно последовательности формирования этих пород. Согласно одной из них андезитовая ассоциация древнее коматиит-базальтовой (Магматические системы... 2005; Древнейшие адакиты..., 2009). Согласно другой точке зрения андезиты, которые являются полным геохимическим аналогом андезитов района Палой Ламбы, где их соотношения однозначно установлены, были образованы после коматиит-базальтовой ассоциации (Чекулаев и др., 2002; Арестова и др., 2015), и их возраст соответствует возрасту аналогичных пород района Палой Ламбы.

Базальты и андезиты секутся жилами и телами трондьемитов, распространённых на всей территории Остерского зеленокаменного пояса. Для трондьемита одной из галек конгломератов, перекрывающих породы нижнего комплекса, был получен U-Pb возраст циркона, равный 2917±8 млн лет. После внедрения трондьемитов породы зеленокаменного пояса подверглись метаморфизму амфиболитовой фации при температуре 500-570°C и умеренном давлении (Геология и петрология..., 1978).

На мысе Багряниеми оз. Остер (Рисунок 1.5) описана будинированная дайка высокомагнезиальных диоритов, секущая метаандезиты. Дайка простирается в северо-западном направлении, её видимая длинна более сорока метров при мощности в первые метры. До настоящего времени в пределах Остерского зеленокаменного пояса аналогичные породы не были отмечены. В то же время породы, занимающие сходное геологическое положение и имеющие аналогичный химический состав, установлены в пределах расположенного в сорока километрах южнее Палаламбинского зеленокаменного пояса.

Завершает формирование нижнего комплекса внедрение интрузий габбро-анортозитов. Габбро-анортозиты представлены двумя интрузиями размером 2×2 и 2×1 км и ассоциирующими с ними дайками. Тела габбро-анортозитов внедрены в андезиты и имеют с ними магматические контакты.

20



Рисунок 1.5. Схема берегового обнажения мыса Багряниеми с точками опробования (составлена по оригинальным данным). 1 – плагиограниты; 2 – андезиты; 3 – жилы гранодиоритов; 4 – диорит-порфиры (андезиты 2); 6 – будинированная дайка высокомагнезиального габбро-диорита; 7 – поздние дайки габбро; 8 – кварцевые жилы; 9 - разрывные нарушения; 10 – четвертичные отложения.

В основании верхнего комплекса залегает толща терригенных осадочных пород – полимиктовых конгломератов и граувакк. Терригенные породы выведены на современный эрозионный срез в виде разрозненных тектонических блоков и не имеют стратиграфических контактов с породами нижнего комплекса зеленокаменного пояса. Конгломераты терригенной толщи содержат гальки различного размера (от первых сантиметров до десятков сантиметров), в их составе присутствуют гальки всех пород нижнего комплекса: коматиитов, базальтов, андезитов, габбро-анортозитов и трондьемитов. Комплекс терригенных пород сечётся гранитными жилами, гипабиссальными породами средне-кислого состава, а также дайками и интрузиями поздних габбро. Гипабиссальные интрузии средне-кислого состава распространены в северо-восточной части зеленокаменного пояса. Эти породы представлены дайками небольшой мощности (не более первых метров), и протяженностью менее 100 метров. Они прорывают конгломераты и андезиты нижнего комплекса и секутся жилами более поздних гранитов. Для этой группы интрузий классическим методом был получен U-Pb возраст равный 2830±40 млн лет (Ранний докембрий..., 2005). Более поздние исследования циркона с применением локальных методов показали, что циркон из этих пород имеет гетерогенное строение, а возраст кайм и ядер циркона заметно варьирует, т.е. возраст 2830 млн лет нельзя считать корректным для интрузий этой группы.

Преобладающими породами верхнего комплекса являются плагиограниты и гранитогнейсы. Гранито-гнейсы слагают купольную структуру в восточной части района, названную плутоном гнейсо-гранитов «Гейне-оя» (Геология и петрология... 1978; Коваленко, 2000). С обрамлением этой структуры связана зона интенсивной тектонической переработки, в которой эксгумируются в виде разрозненных блоков базальты, терригенные и ультраосновные породы. Ультраосновные породы предположительно образуют протрузии, маркирующие тектонические нарушения в базальтах. В самом поле «Гейне-оя» обнаружены расслоенные базитультрабазитовые интрузии и поздние дайки габбро.

Плагиограниты распространены на всей территории зеленокаменного пояса, где они образуют как крупные тела, так и жилы разного размера, секущие породы нижнего комплекса.

В настоящее время в связи со сложным геологическим строением района, отсутствием наблюдаемых геологических соотношений между породами и недостаточным количеством геохронологических данных невозможно с достаточной степенью достоверности определить последовательность формирования ультраосновных, средне-кислых пород и гранитоидов верхнего комплекса.

Все породы верхнего и нижнего комплекса секутся расслоенными интрузиями базитультрабазитового состава и дайками габбро. Расслоенные интрузии прорывают также более позднюю куполовидную структуру гнейсо-гранитов «Гейне-оя». Породы этой группы образуют относительно изометричные тела (Рисунок 1.6) и дайку (Рисунок 1.5) северо-западного простирания. Тела достигают более 100 метров в длину при мощности до первых десятков метров. В зоне развития пород этой группы наблюдаются множественные тектонические нарушения и приуроченные к ним зоны интенсивного рассланцевания.

22



Рисунок 1.6. Схемы обнажений расслоенной интрузии в поле гранитов Гейне-оя (а) и интрузии восточного обрамления гранитов Гейне-оя (б) (составлены по оригинальным данным). 1 – гнейсо-граниты; 2 – габбро; 3 – ультрамафиты; 4 – разрывные нарушения; 5 – четвертичные отложения; 6 – глыбовые развалы.

Дайки габбро (Рисунок 1.7) распространены на территории всего зеленокаменного пояса. Они простираются преимущественно в северо-восточном направлении и имеют протяженность от десятков до сотен метров при мощности до 50 метров. Дайки часто дезинтегрированы сдвиговыми нарушениями северо-восточного простирания. В некоторых дайках установлены порфировидные включения плагиоклаза, иногда образующие скопления. Завершает магматическую активность на территории Остерского зеленокаменного пояса внедрение калиевых гранитов и ассоциирующих с ними пегматитовых жил.



Рисунок 1.7. Схемы обнажений дайки С-В простирания на западном берегу оз. Остер (а) и субмеридианальной диффиренциированной дайки восточного берега (б) (составлены по оригинальным данным). 1 – плагиограниты; 2 – андезиты; 3 – габбро; 4 – габбро с вкрапленниками плагиоклаза (< 50% объёма породы); 5 – габбро с вкрапленниками плагиоклаза (> 50% объёма породы); 6 – четвертичные отложения; 7 – разрывные нарушения.

Глава 2. Геологическое положение и петрография интрузивных базитов и ультрабазитов

Для исследования базитового магматизма были изучены и опробованы основные и ультраосновные тела в пределах опорных участков. В процессе полевых работ устанавливались геологические соотношения между исследуемыми телами и вмещающими породами, что частично отражено в иллюстрациях к предыдущей главе (Рисунки 1.5-1.7). Результаты определения химического состава минералов приведены в таблице в приложении 2. Для минералов использованы сокращённые названия согласно стандартам IMA (Warr, L.N., 2021). Все описанные далее породы изменены в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Тем не менее, так как диссертационное исследование посвящено петрологии базитовых расплавов, внедрявшихся в архейскую кору Водлозерского домена, для удобства далее породы будут названы без приставки «мета-». В предыдущей главе были описаны следующие группы тел базитового и ультрабазитового состава: (1) дайки габбро-амфиболитов; (2) комплекс высокомагнезиальных даек; (3) интрузии габбро и габбро-анортозитов; (4) дайки крупнозернистых габбро Палой Ламбы; (5) расслоенные интрузии габбро и ультрабазитов; (6) дайки мелкозернистых габбро С-В простирания района оз. Остер. В данной главе проводится их корреляция.

(1) Породы наиболее ранней группы представлены в районе Палой Ламбы дайкой габбро. Дайка расположена в поле тоналитов фундамента и занимает секущее положение по отношению к развитым в них структурам. Она имеет простирание CB 70° и прослеживается более чем на пятьсот метров при видимой мощности до 40 метров. На юго-западе дайка граничит с базальтами зеленокаменного пояса, но непосредственное соотношение этих пород скрыто четвертичными отложениями, вблизи юго-западного контакта её секут жилы более поздних трондьемитов. Дайка характеризуется неоднородным строением. В ее строении выделятся три зоны: (1) закалочная, имеющая мощность в первые десятки см, (2) зона среднезернистого габбро мощностью в первые метры и (3) центральная зона с более крупнозернистой структурой. Породы центральной зоны имеют секущие контакты со среднезернистым габбро. Её мощность составляет 5-10 м. По геологическим соотношениям установить является ли центральная зона более поздней фазой того же расплава или внедрением более позднего расплава установить не удалось.

(II) Комплекс высокомагнезиальных даек представлен в обоих исследованных районах. В районе Палой Ламбы к нему относятся две группы пород: дайки высокомагнезиальных габбро и высокомагнезиальных диоритов. Несмотря на высокое содержание кремнезёма в последних, автор рассматривает оба типа пород совместно ввиду их одинакового положения в последовательности геологических событий.

Дайки высокомагнезиальных габбро секут трондьемиты, прорывающие породы зеленокаменного пояса (Рисунок 1.3). Они имеют северо-западное простирание и занимают секущее положение по отношению к структурам пород фундамента. Их протяженность составляет от десятков до сотен метров при мощности не более десяти - пятнадцати метров.

Дайки высокомагнезиальных диоритов расположены в восточной части опорного участка. Тела диоритов имеют северо-западное простирание (340°) и секут тоналиты и трондьемиты фундамента. Мощность даек не превышает 10 метров при протяженности более 100 метров. Приконтактовые части даек изменены, вдоль контактов наблюдается интенсивное развитие биотита.

В районе оз. Остер породы этого типа представлены дайкой диорита. Дайка расположена в юго-западной части мыса Багряниеми (Рисунок 1.5). Видимая часть дайки представляет собой серию будин, прослеженных в толще метаандезитов на 50 метров, при мощности до пяти метров. Породы дайки интенсивно катаклазированы.

(*III*) *Интрузии габбро и габбро-анортозитов* присутствуют как в Палаламбинской, так и в Остерской структурах.

В пределах Палаламбинского зеленокаменного пояса к данной группе интрузивных основных пород можно отнести небольшие интрузии габбро-лейкогаббро, распространённые в южной части изученного района. Эти интрузивные тела прорывают метавулканиты зеленокаменного пояса и секущие их трондьемиты. Размеры интрузий не превышают первых сотен метров.

В пределах Остерского пояса к этой группе относятся интрузии габбро-анортозитов, которые находятся в северо-западной части структуры, где слагают два массива размером 2*2 и 2*1км и дайки, прорывающие метаандезиты.

(*IV*) *Наиболее поздний магматический этап* в районе Палой Ламбы представлен дайками крупнозернистых габбро. Эти дайки простираются в северо-западном направлении и имеют протяженность первые десятки метров при мощности в первые метры. В краевых частях

даек иногда выражена более мелкозернистая закалочная зона. Дайки этой группы секут все породы, расположенные в пределах опорного участка.

В районе оз. Остер завершающий этап базитового магматизма связан с образованием двух типов тел:

(V) небольшие (первые сотни метров) расслоенные интрузии, сложенные габбро и ультрабазитами (Рисунок 1.6). В пределах исследованной площади автор выделяет четыре тела, относящиеся к этой группе горных пород. Размер расслоенных интрузий не превышает первые сотни метров, интрузии секут все породы, расположенные в пределах изученного участка, кроме пегматитовых жил и даек северо-восточного простирания. Контакты между основной и ультраосновной частями в расслоенных интрузиях имеют тектонический характер и в большинстве случаев выражены отрицательными формами рельефа.

(VI) дайки габбро северо-восточного простирания (Рисунок 1.7) секут все типы пород, распространённых в пределах исследуемой площади, за исключением жил пегматоидных гранитов. Протяженность даек этой группы обычно составляет от десятков до сотен метров при мощности от первых метров до десятков метров.

Петрографическая характеристика пород.

Ранние дайки габбро(I) не однородны по особенностям петрографии. Это видно на примере дайки района Палой Ламбы (Рисунки 2.1, 2.2). Порода краевых частей дайки (обр. 76, 210, 210a, 212) представлена мелкозернистым амфиболитом с нематогранобластовой структурой. Он состоит из роговой обманки (~50%), плагиоклаза (~35-40%), цоизита (~5-10%), биотита (~5%), иногда встречаются единичные зёрна хлорита. Роговая обманка представлена идиоморфными кристаллами, плеохроирующими от светло-коричневого до сине-зелёного цвета. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 1 мм. Плагиоклаза представлен мелкими (менее 0,5 мм) зёрнами ксеноморфного габитуса. Состав плагиоклаза варьирует от андезина до олигоклаза (An_{23-42}). Зёрна сильно соссюритизированы. Двойники в зёрнах плагиоклаза почти не встречаются. Биотит образует удлинённые зёрна, плеохроирующие от бесцветных до светло-коричневого цвета, размером от 0,1 до 1 мм. Зёрна часто образуют незакономерные срастания. Цоизит образует мелкие (~0,1 мм) идиоморфные кристаллы, бесцветные или светло-серые, которые развиваются по зёрнам плагиоклаза. Единично встречаются более крупные до 1 мм зёрна. Также встречаются единичные зёрна хлорита, приуроченные к трещинам в породе, единичные кристаллы титанита и магнетита.



Рисунок 2.1. Фотография шлифа (обр. 222) в проходящем свете (а) и скрещенных николях (б).

В северо-восточной части дайка представлена среднезернистым биотитовым амфиболитом (обр. 218, 219 и 222). Для него также характерна нематогранобластовая структура. Порода состоит из роговой обманки (~50%), плагиоклаза (~30-35%), цоизита (~5-10%), биотита (~10%). Роговая обманка представлена идиоморфными кристаллами, плеохроирующими от светло-коричневого до сине-зелёного цвета. Размер зёрен варьирует от 0,5 до 2 мм. Плагиоклаз образует зёрна ксеноморфного габитуса размером около 1 мм, сильно соссюритизированные. Двойники в зёрнах плагиоклаза почти не встречаются. Биотит образует удлинённые идиоморфные зёрна, плеохроирующие от желтого до коричневого цвета, размером 0,1 - 1 мм. Зёрна часто образуют незакономерные срастания. Цоизит присутствует в виде мелких (~0,1 мм) идиоморфных кристаллов, бесцветных или светло-серых, которые развиваются по плагиоклазу.



Рисунок 2.2. ВSE-изображение обр. 76. 1, 3, 5, 20 – амфибол; 15-18 – плагиоклаз (олигоклаз, андезин); 2 – эпидот; 4, 6-8 – хлорит, 9 – сфен, 19 – калиевый полевой шпат.

Центральная часть дайки (обр. 2106, 210в и 211) (Рисунок 2.2) сложена крупносреднезернистым амфиболитом, сохранившим реликты первично-магматической структуры и состоящим из амфибола (~70%) плагиоклаза (альбита) (~15%) и цоизита (~15%). Роговая обманка представлена зёрнами двух морфотипов. К первому относятся крупные (до 5 мм) зёрна ксеноморфного габитуса, ко второму - мелкие (порядка 0,5 - 0,1 мм). Все зёрна плеохроируют от желто-коричневого до сине-зелёного цвета. Плагиоклаз представлен мелкими (~0,5 мм) слабоудлинёнными лейстовидными зёрнами альбита, сильно соссюритизирован. Многие зёрна имеют двойники. Цоизит образует мелкие (~0,1 мм) зёрна идиоморфного габитуса, которые развиваются по плагиоклазу. Иногда встречаются единичные зёрна биотита, хлорита, сфена, ильменита и карбоната. Также наблюдаются единичные зёрна граната ряда альмандинспессартин.



Рисунок 2.3. BSE-изображение обр.2106. 1, 6-10, 14, 15, 18, 19 – амфибол; 4, 16, 17 – альбит; 2 – хлорит; 3 – сфен; 5, 20 – эпидот; 12 – ильменит.

Комплекс высокомагнезиальных даек габбро и диоритов(II) распространён в преимущесвенно в районе Палой Ламбы. (Рисунок 2.4). Габбро даек (обр. 46а, 59, 86, 87, 102, 279, 281) представляют собой мелкозернистые амфиболиты с реликтовой офитовой структурой. Закалочные зоны в дайках не выражены. Порода состоит из роговой обманки (30-40%), плагиоклаза (30-40%) цоизита (20-30%), хлорита (10-20%), биотита (5-10%), магнетита или титаномагнетита (<1%), и иногда (шлиф 59) кварца (<1%). Также встречаются единичные зёрна апатита и сфена. Амфибол сложен таблитчатыми и короткопризматическими кристаллами идиоморфного габитуса. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 0,5 мм. Зёрна образуют беспорядочные скопления. Для амфибола характерен плеохроизм от бесцветного до бледно-зелёного цвета. Наиболее густая окраска по оси Nm. У наиболее ярко окрашенных кристаллов

амфибола средняя сила двупреломления (яркие желтый и красный цвета интерференции), у более блёклых — слабая (жёлтый цвет первого порядка в скрещенных николях). Плагиоклаз представлен альбитом. Для него характерны лейстовидные и таблитчатые зёрна идиоморфного габитуса длиной 0,5-2 мм при ширине около 0,5 мм. Они расположены хаотично, и ими обусловлена реликтовая офитовая структура. Обычно размер зёрен равен 0,5-0,8 мм. Зёрна сильно соссюритизированы, изменения могут затрагивать более половины площади зерна плагиоклаза. В отдельных зёрнах можно видеть полисинтетические двойники, развивающиеся по различным законам. Цоизит и эпидот развиваются по плагиоклазу, образуя мелкие (<0,1 мм) идиоморфные, либо более крупные ксеноморфные кристаллы, бесцветные или светло-серые. Хлорит замещает роговую обманку. Он образует мелкие (около 0,1 мм) ксеноморфные вкрапления в роговой обманке. Для хлорита характерен светло-зелёный цвет и слабый плеохроизм. Биотит представлен мелкочешуйчатыми зёрнами, плеохроирующими от светложелтого до травянисто-зелёного цвета. Размер зёрен составляет 0,1-0,5 мм. Биотит развиваются по роговой обманке, частично замещая её. Кварц образует ксеноморфные зёрна размером от 0,1 до 0,5 мм. Зёрна всегда встречаются группами по 5-15 штук, образуя линзы и прожилки одного направления. Для всех кристаллов кварца характерно волнистое погасание. Рудный минерал образует зёрна идиоморфного габитуса. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 0,5 мм, вокруг зёрен рудного минерала развивается агрегат лейкоксена мощностью около 0,1 мм. В небольших (<1%) количествах встречаются зёрна апатита и сфена.



Рисунок 2.4. ВЅЕ-изображение обр. 203.1-6, 34 – амфибол; 28, 30-31 - плагиоклаз (олигоклаз-андезин); 32 – плагиоклаз (анортит); 7 – хлорит; 8-11, 26, 27, 29 – мусковит, 33 – цоизит.

Дайки высокомагнезиальных диоритов (обр. 516, 51а, 50а, 125, 203, 205), сложены мелкозернистым амфибол-мусковитовым гнейсом с гранобластовой структурой. Порода состоит из роговой обманки (30-50%), кварца (20-30%), мусковита (10-30%), плагиоклаза (10-25%) и цоизита (до 5%). Также встречаются единичные зёрна рудного минерала. Амфибол образует идиоморфные короткопризматические кристаллы, плеохроирующие от бесцветных до светло-зелёного цвета. Размер зёрен 0,1 - 2 мм. Наиболее густая окраска, обычно блёклого синезелёного цвета наблюдается по оси Nm. Кварц образует ксеноморфные зёрна размером от 0,5 до 2 мм. Для некоторых кристаллов кварца характерно волнистое погасание. Плагиоклаз представлен зёрнами андезина-олигоклаза (№ 24-38) и зёрнами анортита (№ 92-94). Для плагиоклаза характерны зёрна ксеноморфного габитуса, размером 0,5-1,5 мм. Зёрна андезина и олигоклаза соссюритизированы, изменения могут затрагивать более половины площади зерна. В некоторых зёрнах можно видеть полисинтетические двойники, развивающиеся по различным законам. Цоизит образует мелкие (<0,1 мм) идиоморфные кристаллы, бесцветные или светлосерые, иногда их незакономерные срастания. В шлифе 125 цоизит образует единичные более крупные (0,5 мм) зерна. Мусковит представлен идиоморфными удлинёнными зёрнами, плеохроирующими от желтого до коричневого цвета. Размер зёрен составляет 0,1 - 1 мм. В небольших (<1%) количествах встречаются зёрна сфена, апатита, ильменита и пирита.

В районе оз. Остер породы этой группы представлены единственной дайкой диорита (38, 18-9), в котором выделены две генерации минералов (Рисунки 2.5, 2.6). К первой относятся плагиоклаз (30%), амфибол (10%) и кварц (30%), ко второй амфибол (20%), биотит(10%), В незначительных количествах присутствуют ортоклаз, мусковит, хлорит и карбонат. Плагиоклаз представлен альбитом и олигоклазом (№ 0-27). Зёрна плагиоклаза большие (до 2-х мм), ксеноморфного габитуса, часто содержат множество включений соссюрита, биотита или амфибола. Амфибол представлен двумя типами зёрен: крупными (до 1 мм) зёрнами преимущественно идиоморфного габитуса с яркой интеренференционной окраской и множественными включениями и мелкими (меньше 0.1 мм) зёрнами идиоморфного габитуса с желтыми цветами интерференции. Амфибол обеих генераций в шлифе имеет бледно-зелёный цвет, плеохроизм почти не наблюдается. Кварц образует скопления зёрен ксеноморфного габитуса. Биотит представлен разноориентированными зёрнами размером 0.1-0,5 мм, которые выполняют залеченные трещины или образуют каймы вокруг крупных кристаллов плагиоклаза и амфибола. Карбонат присутствует как акцессорный минерал и образует агрегаты размером в десятые доли миллиметра внутри скоплений биотита.



Рисунок 2.5. Фотография шлифа (обр. 38) в проходящем свете (a) и скрещенных николях

(б).



Рисунок 2.6. ВЅЕ-изображение обр. 38. 6, 7, 9, 10, 23, 24, 25 – амфибол; 11, 12, 13, 26 – биотит; 14, 27 – мусковит; 15 – хлорит; 17, 19, 28 – плагиоклаз (олигоклаз); 16 – сфен.

Лейкогаббро(III) в районе Палой Ламбы представлены однородными мелкозернистыми амфиболитами (обр. 74, 93/1, 94, 207) (Рисунок 2.7). Для них характерна нематогранобластовая с реликтами офитовой структуры. Реликты выражены зёрнами плагиоклаза. Порода состоит из роговой обманки (20-40%), плагиоклаза (40-60%) цоизита, биотита (~5-10%) и кварца (~10). Амфибол представлен плохо огранёнными кристаллами, плеохроирующими от светлокоричневого до сине-зелёного цвета. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 1,5 мм. Плагиоклаза представлен спектром миналов от альбита до андезина (An₃₋₃₉). Для него характерны лейстовидные и таблитчатые зёрна идиоморфного габитуса, длиной 0,5-1,5 мм. Зёрна сильно соссюритизированы. В некоторых зёрнах присутствуют полисинтетические двойники. Цоизит образует мелкие (<0,1 мм) идиоморфные кристаллы, бесцветные или светло-серые, иногда их незакономерные срастания. Биотит представлен ксеноморфными зёрнами, плеохроирующими от прозрачного до светло-коричневого цвета. Размер зёрен составляет 0,1-0,5 мм. Биотит развиваются по амфиболу, частично замещая его. Кварц образует ксеноморфные зёрна размером от 0,1 до 2 мм. Мелкие зёрна всегда встречаются группами по 5-15 штук, образуя линзы и прожилки одного направления. Для всех кристаллов кварца характерно волнистое погасание, некоторые зёрна трещиноваты. В небольших количествах встречаются зёрна апатита и титаномагнетита (<1%). Титаномагнетит окружен каймой лейкоксена мощностью 0,1 мм. На ВSE-изображениях видны зёрна мусковита и калиевого полевого шпата размером в десятки микрон.



Рисунок 2.7. BSE-изображение обр. 207. 1-4 – амфибол; 5 – сфен; 6-9 – плагиоклаз (альбит, олигоклаз); 10, 11, 16 – эпидот; 12 – мусковит; 13 – хлорит; 14 – биотит; 15 – апатит.

В пределах Остерского зеленокаменного пояса к этой группе относятся крупно- и среднезернистые габбро-анортозиты. (обр. 20, 21, 22, 112, 197, 310) (Рисунки 2.8, 2,9). Для этих пород характерна гранобластовая, с реликтами офитовой, структура. Реликты выражены зёрнами плагиоклаза. Порода состоит из амфибола (40-50%), плагиоклаза (50-60%) и цоизита (замещает более 50% площади зёрен плагиоклаза). Также встречаются единичные зёрна апатита и рудного минерала. Амфибол сложен плохо огранёнными кристаллами, плеохроирующими от светло-коричневого до сине-зелёного цвета. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 1,5 мм. Плагиоклаз представлен спектром миналов от альбита до андезина. Для него характерны крупные зёрна идиоморфного габитуса длиной 0,5-1,5 мм. В некоторых зёрнах присутствуют полисинтетические двойники. Цоизит образует мелкие (<0,1 мм) идиоморфные кристаллы, бесцветные или светло-серые, иногда их незакономерные срастания.



Рисунок 2.8. Фотография шлифа (обр. 22) в проходящем свете (а) и скрещенных николях (б).

Поздние дайки габбро(IV) в районе Палой Ламбы представлены средне и крупнозернистыми амфиболитами с реликтовой габбровой структурой (обр. 35, 58а,101, 101в) или офитовой (обр. 157, 101г, 62, 62а, 62б, 62в). Порода состоит из амфибола (40-50%), плагиоклаза (40-50%) цоизита (5-10%), биотита (~5-10%), магнетита или титаномагнетита (1-3%), и иногда (шлиф 35) кварца (~1%). Также встречаются единичные зёрна апатита. Амфибол представлен плохо огранёнными кристаллами ксеноморфного габитуса. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 3 мм. Зёрна образуют скопления, слагающие псевдоморфозы по замещённому амфиболом пироксену. Для амфибола характерен плеохроизм от бесцветного или светлокоричневого до сине-зелёного цвета. Плагиоклаз представлен альбитом. Для него характерны два морфотипа. К первому относятся лейстовидные и таблитчатые зёрна идиоморфного габитуса, длиной 0,5-2 мм при ширине около 0,5 мм. Такие зёрна характерны для шлифов 157, 101г, 62, 626, 62в, 59, в которых плагиоклазом обусловлена реликтовая офитовая структура. Ко морфотипу относятся ксеноморфные зёрна второму плагиоклаза, занимающие интерстициальное положение между скоплениями зёрен амфибола. Обычно их размер приблизительно равен 0,5-1 мм. Зёрна неоднородно соссюритизированы, изменения неоднородно распределены между различными зёрнами и в пределах одного зерна. Во многих зёрнах можно видеть полисинтетические двойники, развивающиеся по различным законам. Цоизит и эпидот развиваются по плагиоклазу. Они образует мелкие (<0,1 мм) идиоморфные, либо более крупные ксеноморфные кристаллы, бесцветные или светло-серые. Биотит представлен идиоморфными зёрнами, плеохроирующими от зеленовато-коричневого до травянисто-зелёного цвета. Размер зёрен составляет 0,1-0,5 мм. Биотит развиваются по амфиболу, частично замещая его. Кварц образует ксеноморфные зёрна размером 0,1-0,5 мм. Скопления зёрен образуют линзы и прожилки одного направления. Для кристаллов кварца

характерно волнистое погасание. Во всех шлифах присутствуют зерна рудного минерала (магнетита или титаномагнетита) идиоморфного габитуса размером 0,1-1,5 мм. Некоторые зёрна трещиноваты, часто по трещинам и вокруг кристалла развивается агрегат лейкоксена мощностью около 0,1 мм. Также, в небольших (<1%) количествах встречаются зёрна апатита.



Рисунок 2.9. BSE-изображение обр. 62а. 1, 4, 8 – хлорит; 2, 3, 9, 36, 37 – амфибол; 5, 6, 39, 40 – биотит; 7 – сфен; 10, 35, 38, 41 – гранат; 12, 43 – плагиоклаз (альбит).

Расслоенные интрузии (V) Остерского зеленокаменного пояса представлены двумя разностями пород: габбро (обр. 2, 11, 12, 166, 32, 33, 39) и ультрабазитами (обр. 13, 16, 34, 35). Основная расслоенных интрузий представлена И часть мелкосреднезернистыми (Рисунки амфиболитами тёмно-серого цвета 2.10, 2.11a). Для них характерна нематогранобластовая структура. Они сложены роговой обманкой (50-70%), плагиоклазом (30-50%), биотитом (до 10%), в незначительных количествах присутствуют сфен, карбонат и рудный минерал. В одном случае отмечены зёрна ортоклаза. Амфибол представлен идиоморфными кристаллами, плеохроирующими от светло-коричневого до сине-зелёного цвета. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 1мм. Плагиоклаз образует мелкие (менее 0,5мм) зёрна ксеноморфного габитуса. Состав плагиоклаза попадает в поле олигоклаза (№10-30). Зёрна сильно соссюритизированы. Двойники в зёрнах плагиоклаза почти не встречаются. Биотит представлен удлинёнными зёрнами, плеохроирующими от прозрачных до светло-коричневого цвета. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 1 мм. Зёрна часто образуют незакономерные срастания.



Рисунок 2.10. Фотография шлифа (обр. 12) в проходящем свете (а) и скрещенных николях (б).

Ультраосновная разность имеет различный петрографический состав в разных интрузиях. Так, интрузия в пределах детального участка «Б» (обр. 13, 30, 31, 31а) представлена сливным массивным тальк-серпентиновым сланцем. Структура породы лепидогранобластовая, оси слоистых минералов не имеют единого направления, ориентация зёрен талька, вероятно, связана с первичной структурой породы. Порода сложена серпентином (40-60%), тальком (30-40%), амфиболом тремолит-актинолитового ряда (10-30%). В количестве до 5% присутствуют магнетит и ильменит. Серпентин образует мелкозернистый агрегат, изометричной формы (вероятно, псевдоморфозы по оливину). Размер кристаллов серпентина не превышает 0.05 мм, размер псевдоморфоз, достигает 5-7 мм. Тальк и амфибол образуют незакономерные срастания, окружающие агрегаты серпентина. Размер зёрен талька достигает 1 мм, амфибола - до 2 мм. Для амфибола характерен слабый плеохроизм от синего до зелёного цвета. Рудные минералы образуют скопления в пределах тальк-амфиболового агрегата. В подчинённом количестве присутствуют зёрна карбоната.

Ультраосновная часть в пределах интрузии гранитов участка Гейне-оя (обр. 34, 35) (Рисунок 2.11б), представлена мелкозернистым амфибол-хлоритовым сланцем. Структура породы лепидонематобластовая. Порода сложена амфиболом (65%), хлоритом (30%) и рудным минералом (5%). Амфибол образует идиоморфные кристаллы размером до 0.5 мм. Согласно результатам электроннозондового микроанализа амфибол представлен актинолитом. Хлорит образует ксеноморфные зёрна размером до 0.1 мм, занимающие интерстиции между зёрнами амфибола. Рудный минерал представлен магнетитом и ильменитом.


Рисунок 2.11. BSE-изображение обр.33 (а) и 34 (б). а: 1-5 – амфибол; 6 – мусковит; 7, 8 – плагиоклаз (андезин); 9 – сфен. б: 1-7 – амфибол; 8-10 – хлорит, 11 – сфен.

Поздние дайки габбро(*VI*) в районе оз. Остер (обр. 4, 5, 6, 7, 10, 40, 41, 42, 18-12, 18-14, 18-15) представлены мелкозернистым амфиболитом чёрного цвета. В некоторых телах можно выделить порфировидные разности, что обусловлено присутствием крупных идиоморфных вкрапленников плагиоклаза. В большинстве случаев порода состоит из амфибола (40-60%), плагиоклаза (40-60%) и цоизита по плагиоклазу. В небольшом количестве может присутствовать хлорит, занимающий подчинённое положение. Также встречаются единичные зёрна апатита и рудного минерала. амфибол представлен идиоморфными (обр. 4, 7) или плохо огранёнными (обр. 40, 41) кристаллами, плеохроирующими от светло-коричневого до синезелёного цвета. Размер зёрен варьирует от 0,1 до 5 мм. Плагиоклаз представлен олигоклазом и андезином (\mathbb{N} 28-30). Для него характерны крупные зёрна идиоморфного габитуса размером 0,5-1,5 мм. Зёрна сильно соссюритизированы, изменения могут затрагивать более половины площади зерна плагиоклаза. В некоторых зёрнах присутствуют полисинтетические двойники. Цоизит развивается по плагиоклазу. Он образует мелкие (<0,1 мм) идиоморфные кристаллы, бесцветные или светло-серые, иногда их незакономерные срастания. Рудный минерал представлен магнетитом.



Рисунок 2.12. Фотография шлифа (обр. 4) в проходящем свете (а) и скрещенных николях



Рисунок 2.13. BSE-изображение обр. 4. 1-6, 13-16 – амфибол; 8, 19 – хлорит; 10, 11, 17, 18 – плагиоклаз (андезин); 20 – эпидот; 21 – магнетит.

Выводы

(б).

На основании особенностей геологического положения и петрографического состава можно сделать несколько выводов о корреляции исследуемых пород. Так как породы были изменены в сходных условиях в результате процессов регионального метаморфизма, особенности минерального состава не являются надёжным критерием для дискриминации различных тел. Первично-магматическая природа изученных горных пород подтверждается реликтами магматических структур (например, повсеместно наблюдаются псевдоморфозы амфибола по пироксену), но все первичные минералы замещены агрегатами метаморфических парагенезисов. Все наблюдаемые парагенезисы отражают особенности химического состава (например, наличие или отсутствие кварца или серпентина в породе связано с содержанием

кремнезёма и магнезиальностью), но в отсутствие реликтов первичных магматических минералов невозможно сделать выводы об условиях кристаллизации исходного расплава.

Для выделения этапов магматической активности информативными являются геологические соотношения исследованных базитов с другими породами, распространёнными в пределах опорных участков. Так, все разности базитовых тел, выделенных в пределах опорных участков, можно объединить в 4 этапа магматической активности (Рисунок 2.14). К первому этапу относится раннее габбро Палой Ламбы. Второй этап – диориты и габбро, распространённые как в Палой Ламбе, так и в районе оз. Остер. В третий этап внедрялись габброанортозиты и лейкогаббро, также распространённые в обоих опорных участках. К четвёртому этапу отнесены поздние дайковые комплексы обоих районов и интрузии района оз. Остер. Как будет показано в главе 4, для пород каждого этапа характерны свои геохимические особенности, что подтверждает корректность проведённой корреляции.



Рисунок 2.14. Схема корелляции пород опорных участков. Мощность супракрустальных толщ взята из (Зеленокаменные пояса... 1988). 1 – тоналиты фундамента; 2 – плагиограниты и ассоциирующие с ними трондъемиты; 3 – граниты купола Гейне-оя; 4 – микроклиновые граниты и ассоциирующие с ними пегматоидные жилы; 5 – базальты; 6 – коматииты; 7 – габбро (І этап); 8 – андезиты; 9 – высокомагнезиальные габбро и диориты (ІІ этап); 10 – габбро-анортозиты (ІІІ этап); 11 – конгломераты; 12 – расслоенные интрузии (IV – этап); дайки габбро (IV – этап); 14 – протерозойские кварцитопесчаники.

Глава 3. U-Th-Pb система в цирконе и возраст исследуемых пород

В последние годы широкое развитие получили локальные методы определения возраста раннедокембрийских пород по отдельным зёрнам циркона. Эти методы дают возможность более корректно устанавливать время формирования пород и проявления процессов их преобразования. Соответственно применение локальных методов определения возраста позволяет сделать выводы об эволюции раннедокембрийских комплексов Фенноскандинавского щита.

С целью определения изотопного возраста интрузивных базитов, которые являются надежными реперами в установленных геологическими методами стратиграфических схемах, были проведены изотопно-геохронолические исследования. Для определения возраста из образцов пород были выделены и исследованы зёрна циркона. Исследование циркона включало: (1) изучение морфологии зерен; (2) изучение их строения в проходящем свете, в катодолюминесцентном изображении (CL) и обратно-рассеянных электронах (BSE); (3) определение содержания главных, редких и РЗ элементов в цирконе. Это позволило провести корреляцию полученного возраста циркона с временем его образования и преобразования по геологическим данным и в ряде случаев определить его генезис. Также были рассчитаны температуры образования циркона с использованием титанового геотермометра, предложенного Е. Уотсаном (Watson et al., 2006). Результаты анализов приведены в таблице 3.1. Во всех случаях измерения содержаний редких элементов проводились в тех же точках, что и U-Рb определения.

Определение возраста основных интрузивных пород в районах Палой Ламбы и озера Остер представляет собой сложную задачу, поскольку, как было показано в предыдущей главе, эти районы являются сложными геологическими и полиметаморфическими объектами. Сложная геологическая история обусловливает ряд затруднений, связанных с задачей определения времени кристаллизации интрузий.

Многочисленные геологические события происходившие в течение мезо- и неоархея в изученных районах приводили к преобразованию первичных минералов, в том числе циркона.

К настоящему времени многими исследователями установлен ряд геохимических особенностей, характерных для магматического или метаморфического циркона из различных пород в различных регионах (Hoskin, Schaltegger 2003; Halden et al., 1993; Hoskin, Ireland, 2000;

Скублов и др., 2009, 2011 и др.). Показано, что в магматических породах иногда сохраняются зерна циркона субстрата или ксеногенные зёрна, захваченные из вмещающих пород. Такие зёрна присутствуют в породе параллельно с зернами, образованными при кристаллизации породы. В большинстве случаев ксеногенные зёрна испытывают преобразования под воздействием флюидов или расплавов, и их первичный состав претерпевает существенные изменения.

Порода	Габб	po (I)	,	Диорит (II)	Габбр	о-анортозі	AT (III)	Габбро (IV)		
№ пробы	76.1.1	76.4.1	205.2.1	205.1.1	205.7.1	22.4.1	22.4.2	22.3.1	4.1.1	4.4.1	
La	2,41	35,44	5,14	4,52	0,28	0,08	0,12	0,21	1,01	1,26	
Ce	27,14	131,41	79,46	48,50	27,48	5,78	10,06	18,36	15,81	16,31	
Pr	1,16	19,20	7,21	5,11	0,50	0,07	0,30	0,14	1,03	1,82	
Nd	8,04	91,12	32,34	25,71	3,57	0,81	3,06	1,27	9,89	15,95	
Sm	10,74	35,72	8,88	4,10	2,77	0,90	3,62	1,78	9,09	12,23	
Eu	2,36	7,95	1,89	0,73	0,75	0,51	1,74	0,92	3,87	10,59	
Gd	52,07	73,93	26,04	9,63	12,36	4,08	15,36	13,03	37,62	42,11	
Dy	251,69	184,04	63,14	24,87	49,59	18,59	58,09	88,53	145,95	122,93	
Er	559,48	365,63	146,19	61,55	109,03	50,55	135,97	262,52	339,27	244,83	
Yb	1130,21	696,57	336,03	138,98	196,76	139,72	308,24	569,22	785,88	489,43	
Lu	192,56	124,20	59,92	25,30	33,34	25,82	56,22	99,72	127,70	87,27	
Li	51,72	59,97	124,83	58,28	68,51	32,65	53,36	87,64	18,07	27,43	
Р	280,96	2774,57	299,91	110,65	131,70	69,61	115,03	263,37	111,28	95,14	
Ca	11,63	17,27	24,93	10,93	1,32	0,22	0,86	0,38	221,30	232,47	
Ti	6,06	19,45	31,57	18,01	21,04	11,88	13,56	21,20	35,71	130,95	
Sr	2967,64	2702,67	2,03	1,26	0,51	0,33	0,45	0,66	1,34	2,63	
Y	14,36	22,74	958,67	365,38	664,74	279,14	789,33	1494,55	2154,04	1589,89	
Nb	5,50	8,30	104,95	57,26	31,76	127,87	69,48	56,80	78,45	40,76	
Ba	8333,35	7515,76	3,63	3,91	0,88	1,44	1,25	1,17	3,35	14,19	
Hf	307,54	270,81	7384,22	7810,90	7449,63	5623,59	5717,14	5421,11	6152,73	4431,77	
Th	907,48	620,76	213,23	54,53	75,30	31,32	97,32	233,24	154,30	149,03	
U	450,16	1929,24	338,31	113,43	159,85	61,71	137,88	303,07	327,76	309,68	
Th/U	0,34	0,44	0,63	0,48	0,47	0,51	0,71	0,77	0,47	0,48	
Eu/Eu*	0,30	0,47	0,38	0,35	0,39	0,82	0,71	0,58	0,64	1,42	
Ce/Ce*	3,93	1,22	3,16	2,44	17,78	19,55	12,85	26,19	3,74	2,61	
ΣREE	2237,85	1765,20	766,22	348,99	436,43	246,91	592,78	1055,69	1477,12	1044,72	
ΣLREE	38,75	277,17	124,14	83,84	31,83	6,73	13,54	19,98	27,74	35,34	
ΣHREE	2186,00	1444,36	631,31	260,33	401,09	238,77	573,87	1033,01	1436,42	986,57	
LuN/LaN	770,38	33,76	112,40	53,95	1145,18	3290,44	4506,91	4667,73	1217,29	667,59	
LuN/GdN	29,91	13,59	18,62	21,26	21,82	51,21	29,60	61,93	27,46	16,76	
SmN/LaN	7,14	1,61	2,77	1,45	15,81	19,07	48,27	13,86	14,40	15,55	
T(Ti), C	756,47	793,62	855,70	797,70	813,17	758,45	770,63	813,95	869,29	1035,30	

Таблица 3.1 Характеристика циркона исследуемых пород.

Как показали наши исследования, интрузивные базиты и особенно дайки часто содержат ксеногенный циркон вмещающих пород и в ряде случаев могут вообще не содержать собственного циркона (Арестова и др., 2017). Кроме того, при метаморфических изменениях вмещающей породы изменяется циркон и таким образом при исследовании U-Th-Pb системы для каждого образца мы получаем спектр различных возрастов. Для того, чтобы выделить из этого спектра возраст, соответствующий времени кристаллизации данной породы, необходимо опираться как на морфологические признаки, предложенные Корфу и др. (Corfu et al., 2003), так и на особенности распределения в зернах циркона редкоземельных элементов (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Возраст основных интрузивных пород района Палой Ламбы

Наиболее ранним проявлением интрузивного базитового магматизма в районе Палой Ламбы является дайка габбро СВ простирания. Циркон для определения возраста был выделен из пробы 76, взятой из юго-западной части дайки вблизи контакта с вмещающими тоналитами.

Циркон дайки представлен двумя типами зёрен: 1 - идиоморфные слабо удлинённые кристаллы размером около 50-70×30-40 мкм, однородные, без зональности, мутные; 2 бочковидные и удлинённые идиоморфные, зональные, с ядрами, желтовато-бурые, размером до 150×70 мкм (Рисунок 3.1). Циркон первого типа имеет магматическое распределение РЗЭ с высоким (Lu/La)n отношением, положительной Се аномалией (Ce/Ce* = 7-12), и отрицательной аномалией Eu (Таблица 3.1, Рисунок 3.2). По методике, указанной в статье (Watson et al.. 2006), проведён расчёт температуры кристаллизации циркона на основе содержания в нём Ti (T_(Ti)C), Расчетные температуры кристаллизации циркона в базитовой дайке Палой Ламбы составляют 794°C, что является типичным значением для циркона докембрийского габбро (В. Fu et al., 2008). Работа Б. Фу и позднейшие исследования (Timms et al., 2011; Bloch et al., 2022) показывают, что принимать значение температуры, полученное для циркона по методике Е. Уотсона, за температуру кристаллизации породы не корректно в связи со многими факторами. В зёрнах обоих типов были произведены измерения U-Th-Pb системы (Таблица 3.2). Зёрна циркона первого типа характеризуются содержанием U = 153-694 ppm, Th = 82-354 ppm, Th/U отношение лежит в пределах 0,39-0,55. Для трех зёрнен, одно из которых конкордантное, получен возраст 3020±21 млн лет при СКВО = 0,7, который, вероятно, отражает время внедрения дайки (Рисунок 3.3а).

проба зерно точка	% ²⁰⁶ Pbc	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ррт ²⁰⁶ РЬ*	(1 ²⁰⁷ I / ²⁰⁶] B03p) Pb Pb act	% дис- кор- дант- ность	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%
76.6.1	0,24	149	161	1,11	45,8	2008	±33	2	6,06	2.9	0.3556	2.3
76.11.2	0,70	2549	974	0,39	564	2256	±15	54	5,02	2.2	0.2557	2
76.5.1	0,18	904	611	0,70	346	2550	± 11	8	10.37	2.1	0.4443	2
76.3.1	0,17	741	266	0,37	285	2679	± 11	13	11.25	2.1	0.4465	2
76.12.1	0,30	500	182	0,38	188	2803	±15	20	11.85	2.2	0.4357	2
76.9.1	0,32	535	68	0,13	239	2926	± 11	9	15.19	2.1	0,518	2
76.7.1	0,32	153	82	0,55	62	2960	±57	19	14.05	4.2	0,469	2.2
76.4.1	0,16	487	182	0,39	226	3022	± 11	9	16,8	2.1	0,54	2
76.1.1	0,28	694	354	0,53	349	3052	±62	3	18.52	4.4	0,584	2
76.8.1	0,13	121	43	0,37	65,4	3129	± 18	0	20.84	2.5	0,626	2.2
76.2.1	0,13	166	98	0,61	80,4	3140	±16	9	18.92	2.3	0,564	2.1
76.11.1	0,15	160	67	0,43	83,1	3142	± 15	3	20,2	2.3	0,602	2.1
76.10.1	0,50	144	90	0,64	71,5	3150	± 18	8	19.34	2.4	0,573	2.1
205.1.1	0,07	102	66	0,67	49,6	2882	15	0	16.19	1.8	0.5672	1.5
205.2.1	0,24	230	180	0,81	113	2891	9,1	0	16.31	1.5	0.5687	1.4
205.3.1	0,08	584	676	1,19	277	2905	7,5	3	15.93	1.5	0.5505	1.4
205.4.1	0,46	127	90	0,74	61,2	2898	17	1	16.09	1.9	0.5581	1.5
205.5.1	0,53	420	458	1,13	203	2911	19	2	16.19	1.9	0.5572	1.4
205.6.1	0,14	128	79	0,64	62,6	2905	14	0	16.51	1.7	0.5703	1.5
205.7.1	0,14	134	90	0,69	65	2900	17	0	16.31	1.8	0.5652	1.5
205.8.1	0,12	278	303	1,12	133	2887	12	2	15.85	1.6	0.5537	1.5
22.1.1	0,24	89	41	0,48	43,4	2846	±20	-2	15.79	1.8	0.5657	1,2
22.2.1	0,21	51	47	0,94	24,9	2845	± 31	-1	15.76	2.6	0,565	1,8
22.3.1	0,06	273	288	1,09	133	2857	±12	-1	15.91	1.1	0.5663	0.85
22.4.1	0,41	57	38	0,70	26,6	2845	±27	1	15,2	2.3	0.5451	1,6
22.4.2	0,07	109	106	1,00	52,7	2856	± 18	0	15.74	1.6	0.5605	1,2
22.5.1	0,28	85	64	0,78	40,8	2829	±22	-1	15,4	1.9	0.5576	1,3
22.5.2	0,27	59	36	0,64	28	2881	±26	2	15.69	2.2	0.5502	1,6
22.6.2	0,14	156	161	1,07	74,9	2886	±15	1	15.91	1.4	0.5563	1
22.7.1	0,10	126	61	0,50	59,3	2879	± 17	2	15.62	1.6	0.5485	1,1
4.1.1	2,33	245	170	0,72	122	2751	±22	-4	14.8	2.4	0.562	2
4.2.1	0,97	184	59	0,33	88.6	2848	±16	1	15.41	2.3	0.551	2
4.3.1	1,73	151	94	0,64	79.4	2793	±21	-8	16.17	2.4	0.598	2
4.5.1	0,61	408	407	1,03	195	2828.2	± 8.5	0	15.21	2	0.551	1.9
4.4.1	1,02	261	158	0,63	119	2727	± 19	0	13.59	2.5	0.524	2.2
4.6.1	0,52	229	169	0,76	117	2823	± 10	-6	16.28	2.1	0.592	2
4.7.1	1,08	188	113	0,62	94.3	2775	±23	-5	15.37	2.7	0.575	2.3
Погрешно	ость 1-sig	gma; Pb	зи Pb [*] у	указыва	ют вклад	общего и	радиоген	ного изо	гопов, со	ответс	твенно.	
(1) Общи	ій Рв ској	рректир	ован с	использ	ованием	измерения	a ²⁰⁴ Pb.					

Таблица 3.2. Результаты исследования U-Th-Pb системы в цирконе.



Рисунок 3.1. Катодолюминесцентное изображение зёрен циркона, выделенного из пробы

76.



Рисунок 3.2. Спектр распределения РЗЭ в зёрнах циркона, выделенных из пробы 76.

Для зёрен второго типа характерно содержание U = 122-166 ppm, Th = 43-98 ppm, Th/U = 0,37-0,64. По морфологии, размерам зерен, а также по концентрациям U, Th и Th/U отношению эти зерна соответствуют циркону тоналитов, вмещающих дайку. Для четырех длиннопризматических и бочковидных зёрен, из которых одно конкордантное, а остальные лежат близко к конкордии, получен возраст 3142 ± 16 млн лет при СКВО = 0,24 (Рисунок 3.36), совпадающий с возрастом тоналитов, вмещающих дайку [Арестова и др. 2012]. Их следует рассматривать как ксеногенные.



Рисунок 3.3. Результаты измерения U/Pb системы в цирконе из пробы 76.

Учитывая тот факт, что U-Pb система в цирконе этой дайки оказалась нарушена, была проанализирована Pb-Pb система. В программе "Isoplot 3" (Ludwig, 2003) был построен график распределения вероятностной плотности Pb-Pb возрастов циркона, выделенного из пробы 76 (Рисунок 3.4). Полученные пики возраста в рамках погрешности совпадают со значением, полученным для U-Pb системы.



Рисунок 3.4. Распределение плотности вероятности возраста Pb-Pb системы в цирконе габбро первого этапа.

Второму этапу базитового магматизма, проявленному в районе Палой Ламбы, соответствует группа даек высокомагнезиальных пород среднего (диорит) и основного (габбро) состава. Циркон выделен из дайки диорита (пр. 205), расположенной в поле тоналитов. Зёрна циркона представлены крупными обломками (размером от 100 до 350 микрон) (Рисунок 3.5). Циркон (пр. 205) представлен двумя типами зёрен: 1 - обломки идиоморфных кристаллов размером около 100*60 мкм, 2 – удлинённые прозрачные светло-розовые идиоморфные кристаллы со слабой зональностью размером от 100 до 350 мкм. На многих зёрнах присутствует внешняя кайма, залечивающая резорбированные грани ядер и трещины в зёрнах. Кайма однородна, в катодолюминесцентных изображениях она выглядит чёрной.

Распределение РЗЭ в цирконе этого типа характеризуется высоким отношением (Lu/La)_N (1145-54), положительной цериевой аномалией (Ce/Ce^{*} = 2-18), отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu^{*} = 0,35-0,38). Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконе соответствуют таковым в цирконе магматического генезиса (Рисунок 3.6а). В части зерен наблюдается метасоматическая флюидная переработка, при которой снижается отношение (Lu/La)_N и Ce/Ce^{*}. Расчетная температура кристаллизации $T_{(Ti)}C = 813^{\circ}C$ (Таблица 3.1). В 8 зёрнах была исследована U-Th-Pb система (Таблица 3.2). Содержание U в цирконе находится в пределах 102-580 ppm, содержание Th - 66-676 ppm, Th/U = 0,67-1,19. Для всех зёрен из этой пробы получен конкордантный возраст 2892,4±9.9 млн. лет при CKBO = 4.2 (Рисунок 3.66). Представляется, что этот возраст отражает время кристаллизации дайки.



Рисунок 3.5. Катодолюминесцентное изображение зёрен циркона, выделенного из пробы 205.

Третий этап базитового магматизма представлен в данном районе внедрением интрузий лейкогаббро в южной части изученного участка. Для лейкогаббро с повышенным содержанием глинозема ранее классическим U-Pb методом был установлен возраст циркона, равный 2840±30 млн лет (Левченков и др., 1989; Ранний докембрий... 2005)



Рисунок 3.6. а – Спектр распределения РЗЭ в зёрнах циркона, выделенных из пробы 205, б – Результат измерения U-Pb системы в цирконе из пробы 205.

Возраст основных интрузивных пород в районе Остерского зеленокаменного пояса

В районе оз. Остер, как было показано в главе 2, породы зеленокаменного пояса образуют два комплекса, разделённые между собой толщей осадочных пород. Древнейшими основными породами этого района являются базальты и коматииты. В этих породах нет первично-магматических минералов, пригодных для датирования U-Th-Pb системы. Также, в процессе проведения детальных полевых работ для этих пород не было найдено интрузивных аналогов. Этот факт исключает возможность изотопного датирования наиболее древнего магматического события в пределах указанного района.

Наиболее ранним из датированных объектов в районе оз. Остер является интрузия габбро-анортозитов, для которой надежно установлено геологическое положение. Породы интрузии секут метаандезиты покровов зеленокаменного пояса и сами присутствуют среди галек в конгломератах, разделяющих нижний и верхний комплексы. Циркон был выделен из центральной части массива габбро-анортозитов, расположенного в северо-западной части района (пр. 22). Морфологическое исследование показало, что циркон представлен крупными обломками (100-200 мкм) идиоморфных зёрен (Рисунок 3.7). Зёрна изометричные или слабо удлинённые, часто раздроблены, иногда незначительно трещиноваты. Все зёрна однородны и

не имеют признаков наличия более древних ядер. В катодолюминесцентных изображениях видна осциллаторная зональность. Согласно «атласу текстур циркона» [Corfu et al., 2003] циркон такого типа характерен для габбро-анортозитовых интрузий.



Рисунок 3.7. Катодолюминесцентное изображение зёрен циркона, выделенного из пробы 22.

Распределение РЗЭ в цирконе габбро-анортозита характеризуется очень высоким отношением (Lu/La)_N (3290-4668), значительной положительной цериевой аномалией (Ce/Ce* = 13-26), незначительной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0,58-0,81). Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконе соответствуют таковым в цирконе магматического генезиса (Рисунок 3.8а). Расчетная температура кристаллизации $T_{(Ti)}C = 758-813$ °C (Таблица 3.1). Для девяти наименее трещиноватых зёрен было выполнено исследование U-Th-Pb системы с помощью локального изотопно-геохронологического метода исследования единичных зерен циркона. При морфологическом сходстве циркона наблюдаются заметные вариации его состава. Так содержания U варьирует от 51 до 273 ppm, Th – от 39 до 288 ppm. Отношение ²³²Th/²³⁸U изменяется в пределах от 0,5 до 1. Все семь проанализированных зерен дали конкордантное значение возраста, в результате возраст породы был определён равным 2860±11 млн лет, при СКВО=0,02 (Рисунок 3.86).



49

Рисунок 3.8. а – спектр распределения РЗЭ в зёрнах циркона, выделенных из пробы 22, б – результат измерения U-Pb системы в цирконе из пробы 22.

Завершающим этапом основного магматизма в районе оз. Остер является внедрение базитовых даек северо-восточного простирания. Из одной из таких даек, находящейся в южной части района (пр. 4), был выделен циркон. Зёрна циркона неправильной формы имеют размер 30×100 мкм, зёрна мутные, содержат включения. Края зёрен резорбированны. В катодолюменисцентном изображении видны следы осциллаторной зональности (Рисунок 3.9).



Рисунок 3.9. Катодолюминесцентное изображение зёрен циркона, выделенного из пробы

Для двух из шести зёрен был проанализирован спектр распределения РЗЭ. Спектр характеризуется обогащением тяжелыми РЗЭ, $(Lu/La)_n = 700-1250$, для него характерна небольшая цериевая аномалия ((Ce/Ce*)_n = 2,1-3,5). Для зерна, показавшего конкордантное значение, характерна незначительная отрицательная европиевая аномалия, для зерна, показавшего дискордантное значение – незначительная положительная европиевая аномалия (Рисунок 3.10а). Несмотря на заметные изменения, зёрна несут признаки первично-магматического происхождения.

Для шести зёрен было выполнено исследование U-Th-Pb системы с помощью локального изотопно-геохронологического метода исследования единичных зерен циркона. Содержание U в зёрнах циркона колеблется от 151 до 408 ppm, U/Th отношение – в пределах 0.33-1.03. По 4 зёрнам удалось построить дискордию, содержащую одно конкордантное значение и три значения, лежащих выше уровня конкордии. Полученный возраст составляет 2724±27 млн лет при СКВО 0.42 (Рисунок 3.9 б). Обратную дискордантность полученных значений можно связать с аналитическими артефактами, характерными для SHRIMP II (Zhao et al., 2014; Wiemer et al., 2017). Таким образом, полученное значение возраста можно интерпретировать, как верхнюю границу времени кристаллизации исследованных пород, что указывает на архейский возраст данного магматического этапа.



Рис 3.10. Спектр распределения РЗЭ в зёрнах циркона, выделенных из пробы 4 (а), результат измерения U-Pb системы в цирконе из пробы 4 (б).

Учитывая тот факт, что U-Pb система в цирконе этой дайки оказалась нарушена, (или как минимум некорректно измерена) была проанализирована Pb-Pb система. Был построен график распределения вероятностной плотности Pb-Pb возрастов циркона, выделенного из пробы 4 (Рисунок 3.11). На графике отражены 2 пика. Наиболее молодой из них в рамках погрешности совпадает со значением возраста U-Pb системы циркона, приведенного на рисунке 3.10. Более древний пик имеет возраст 2826±6 млн лет, характерный для захваченного циркона в неоархейских породах этого района (Арестова и др., 2015, Арестова и др., 2017).



Рисунок 3.11. Распределение плотности вероятности возраста Pb-Pb системы в цирконе пробы 4.

Выводы

В результате проведенного датирования была произведена оценка изотопного возраста четырёх выделенных по геологическим данным этапов архейского базитового магматизма: трех мезоархейских и одного неоархейского. На основании полученных данных можно сформулировать первое защищаемое положение:

В пределах западной окраины Водлозерского домена проявлены четыре последовательные этапа архейского интрузивного базитового магматизма с возрастом 3.02, 2,89, 2,86 и 2,72 млрд лет.

В результате сопоставления пород, распространённых на территории опорных участков, можно видеть, что районы озера Остер и Палой Ламбы имели сходную историю геологического

развития. Корреляция геологических событий на территории исследуемых районов приведена в таблице 3.3.

Таблица 3.3. Схема корреляции геологических событий районов Палой Ламбы и озера Остер.

Район озера Остер	Район Палой Ламбы	Метаморфизм			
		M2 — эпидот-амфиболитовая фация			
Калиевые гранитоиды	Калиевые гранитоиды (2674)				
Дайки габбро (2748)	Дайки габбро				
Расслоенные интрузии базит-ультрабазитового состава					
Гранитоиды «Гейне-оя»					
Остерские гранитоиды					
Интрузии средне-кислого состава					
Терригенные породы					
Габбро-анортозиты (2860)	Габбро-лейкогаббро (2840)				
		M1 — амфиболитовая фация			
Высокомагнезиальные диориты	Высокомагнезиальные диориты и габбро (2892)				
Трондьемиты (2917)	Трондьемиты (2903)				
Андезиты	Андезиты (2919)				
Базальты, коматииты	Базальты, коматииты, габбро (3020)				
	Тоналиты фундамента (3141)				

Глава 4. Характеристика химического состава базитов и основные геохимические выводы

В данной главе приводится геохимическая характеристика пород выделенных выше этапов, и проводится сравнение их состава.

Геохимическая характеристика габбро первого этапа

Ранний этап интрузивного базитового магматизма проявлен только в районе Палой Ламбы, где представлен дайкой габбро, секущей мигматизированные тоналиты фундамента и метаморфизованной вместе с ними. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов представлены в таблице 4.1 и отражены на бинарных диаграммах (Рисунки 4.1.1 – 4.1.3). Габбро ранней дайки характеризуются содержанием SiO₂ 49,1-52,9%, магнезиальностью mg# 0,51-0,58, содержанием TiO₂ = 0,8 - 1,1%, Al₂O₃ 12,4-13,7%, FeO 9,9 - 14,3%, MgO 7,7 -9% и CaO 9 - 10,7%. На диаграмме TAS (Рисунок 4.1.2) (Le Maitre et al., 2002) эти породы попадают в поле базальтов, а на диаграмме Йенсена (Рисунок 4.1.3) (Jensen, 1976) в поле высокожелезистых толеитов. Содержание редких элементов: Rb 46-57 ppm, Sr 117-140 ppm, Y 230-280 ppm, Ni 107-129 ppm. Порода характеризуется 17-21 ppm, Zr 45-56 ppm, Cr отношениями: Cr/Ni = 2,1-2,3, Ti/Zr = 91-114, Zr/Y =2,5-3,1. Спектр распределения редкоземельных элементов (REE) габбро (Рисунок 4.1.4) характеризуется отношением (La/Yb)_n близким к единице. Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-диаграмме (Рисунок 4.1.5). Для этих пород характерно "плоское" распределение редких элементов, кроме наиболее несовместимых. Их содержание в 8-11 раз превышает содержание в хондрите C1 (Sun, McDonough, 1989). Для габбро характерна положительная стронциевая аномалия (Sr/Sr* = 2) Также в различной степени повышены содержания LILE (60-80 раз для Rb).

Сравнение составов дайки ранних габбро с близлежащими базальтами Палаламбинского зеленокаменного пояса (Геология и петрология... 1978) показало, что содержание главных элементов в этих породах аналогичны, незначительные различия наблюдаются только в содержании глинозёма. Редкоэлементный состав как габбро, так и базальтов сходный. Спектр распределения редкоземельных элементов также демонстрирует значительное сходство обеих групп пород. Сравнение химического состава и геохимических особенностей габбро первой группы и базальтов Палаламбинского зеленокаменного пояса является дополнительным аргументом в пользу комагматичности расплавов ранних габбро и базальтов зеленокаменного пояса.

Особенности химического состава, в том числе сравнительно высокая магнезиальность, умеренное содержание титана, «плоское» распределение РЗЭ, отсутствие аномалий Ті и Nb на спайдер-диаграмме позволяют предположить, что расплав этих габбро был образован в результате высоких степеней плавления примитивной мантии в сухих условиях (Sun, McDonough, 1989).

№ пробы	76	210	218	222	983	976	934
r - np o o m	, 0	Габбт	о дайки		1	Базальть	J
SiO ₂	49,5	49,5	49,1	51,9	50,3	50,3	51,0
TiO ₂	0,8	0,9	1,1	0,8	0,8	1,0	1,1
Al_2O_3	13,7	13,7	12,4	13,3	16,2	13,9	14,3
FeO	12,1	12,3	14,3	9,9	11,2	11,9	11,8
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
MgO	9.0	8.5	8,4	7.7	8.9	8.6	6.7
CaO	9,0	9,8	10,2	10,7	9,4	8,3	11,3
Na ₂ O	1.7	2,4	1,5	3.3	2,6	3.4	1.8
K ₂ O	0,7	0,9	0,6	0,3	0,2	0,8	0,8
P_2O_5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1
ППП	1,6	1,7	2,0	1,6	0,2	1,6	0,8
Сумма	99,6	99,9	99,9	99,9	99,8	98,4	99,2
mg#	0,57	0,55	0,51	0,58	0,58	0,56	0,50
Rb	54.0	57.1	46.5	,	4.0	18.0	12.0
Sr	140,0	125	117		130,0	114,0	116,0
Y	16,7	18,3	21,2		17,0	23,0	22,0
Zr	52,4	45,4	55,7		48,0	49,0	49,0
Nb	2,2	2,6	2,5		2,4	2,7	2,3
Th	0,4	0,2	0,3		0,3	0,4	0,4
Ba	225,0	256	86,7		27,1	116,0	47,0
Cr	280,0	230	272		450,0	277,0	317,0
Ni	129,0	107	120		132,0	67,0	114,0
Со	54,7	41,8	50,1		59,0	58,0	58,0
V	225,0				225,0	275,0	292,0
La	2,1	2,2	2,7		2,4	3,1	2,6
Ce	5,8	5,9	7,4		6,2	8,0	6,7
Pr	0,9	1,0	1,2		1,0	1,1	1,0
Nd	5,0	4,8	6,6		4,8	5,1	5,1
Sm	1,7	2,0	2,2		1,7	1,9	1,6
Eu	0,7	0,6	0,7		0,6	0,7	0,6
Gd	2,3	2,3	3,0		2,3	2,3	2,2
Tb	0,4	0,4	0,5		0,4	0,4	0,5
Dy	2,7	2,8	3,4		2,9	2,7	3,0
Ho	0,6	0,7	0,8		1,6	0,6	0,7
Er	1,8	2,0	2,4		1,8	1,7	2,0
Tm	0,3	0,3	0,3		0,3	0,3	0,3
Yb	1,7	1,8	2,2		1,6	1,7	2,0
Lu	0,3	0,3	0,4		0,3	0,3	0,3
Hf	1,4						
Та	0,2						
U	0,1	0,0	0,4				
Cr/Ni	2,2	2,1	2,3		3,4	4,1	2,8
Ti/Zr	90,9	114,0	111,9		98,0	116,4	126,0
Zr/Y	3,1	2,5	2,6		2,8	2,1	2,2
Sr/Y	8,4	6,8	5,5		7,6	5,0	5,3
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16,9	15,6	11,7	15,8	20,2	14,3	13,6
Cr/Ti	0,06	0,04	0,04		0,10	0,05	0,05
(La/Yb)n	1,8	1,9	1,8		2,1	2,8	1,9
(Gd/Yb)n	1,7	1,6	1,6		1,7	1,7	1,4

Таблица 4.1. Химический состав ранних габбро и базальтов Палой Ламбы.



Рисунок 4.1.1. Бинарные диаграммы MgO – окислы в ранних габбро и базальтов Палой Ламбы.

56



Рисунок 4.1.2. Фрагмент диаграммы TAS (Le Maitre et al., 2002) для ранних габбро Палой Ламбы.



Рисунок 4.1.3. Диаграмма Л. Йенсена (Jensen, 1976) для ранних габбро Палой Ламбы.



Рисунок 4.1.4. Спектр распределения РЗЭ в ранних габбро Палой Ламбы.



Рисунок 4.1.5. Спайдер-диаграмма для ранних габбро Палой Ламбы.

Геохимическая характеристика пород второго этапа

Второй этап основного интрузивного магматизма в пределах исследуемых районов представлен комплексом даек высокомагнезиальные габбро и диоритов занимающих сходное геологическое положение. Они распространены преимущественно в районе Палой Ламбы. Габбро при содержании SiO₂ 47,6-52,6% характеризуются высокой магнезиальностью (mg# 0,57-0,68), содержанием TiO₂ 0,7 - 1%, и умеренным содержанием Al₂O₃ 12,9-14,6%. Для этих пород характерны содержания FeO 8.5 - 10,1% и повышенное содержание MgO 7,4 - 12,7% и СаО 6,4 - 8,3%. (табл 4,2, Рисунок 4.2.1.). На диаграмме Л. Йенсена (Рисунок 4.2.2) эти породы попадают преимущественно в поле магнезиальных базальтов толеитовой серии. Содержание Rb -57 ppm, Sr - 93 ppm, Y - 14 ppm, Zr - 66 ppm, Cr - 871 ppm, Ni - 225 ppm. Порода характеризуется отношениями: Cr/Ni = 3,8, Ti/Zr = 62, Zr/Y = 4,7. Высокомагнезиальные габбро обогащены лёгкими редкими землями (Рисунок 4.2.3) и характеризуются (La/Yb)_n = 4,6. Содержание Yb в 9 раз превышает его содержание в метеорите CI, содержание La – в 41 раз. Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-диаграмме (Рисунок 4.2.4). На диаграмме что для этих пород характерно обогащённое несовместимыми элементами видно, распределение редких элементов. При этом на спайдер-диаграмме видны отрицательные Ti, Nb и Sr аномалии.

Диориты при содержании SiO₂ 60,9-63,1% характеризуются высокой магнезиальностью (mg# 0,73-0,75), низким содержанием TiO₂ 0,2 - 0,4%, и содержанием Al₂O₃ 7,8 - 10,1%. Для этих пород характерны содержания FeO 6 - 8,1%, более высокое, чем в габбро содержание MgO 9,2 - 12,9% и пониженное содержание CaO 3,6 - 5,9%. На диаграмме Л. Йенсена эти породы попадают в поле коматиитовых базальтов, что обусловленно их высокой магнезиальностью. Содержание Rb 49-63 ppm, Sr 35-77 ppm, Y 7-14 ppm, Zr 25-84 ppm, Cr 909-1080 ppm, Ni 271-328 ppm. Порода характеризуется отношениями: Cr/Ni = 3,3-3,4, Ti/Zr = 18-53, Zr/Y = 3,5-8. Спектр распределения REE (Рисунок 4.2.3) характеризуется обогащением лёгкими редкими землями и высоким лантан-иттербиевым отношением ((La/Yb)_n = 7,5 – 11). Также на спектре видна незначительная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*=0,6-0,4). Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-диаграмме (Рисунок 4.2.4). На диаграмме видно, что для этих пород характерно обогащённое несовместимыми элементами распределение редких элементов. Также на спайдер-диаграмме видны отрицательные Nb, Ti и Sr аномалии.

№ пробы	230	59	102	281	203	205	516	38
1		Габбро Па	алой Ламб	бы	Диори	іт Палой	і Ламбы	Диорит
SiO ₂	42,1	47,6	51,8	52,6	63,1	60,9	62,4	57,1
TiO ₂	0,4	0,7	1,0	0,9	0,2	0,3	0,4	0,6
Al_2O_3	16,6	12,9	14,6	14,2	7,8	9,2	10,1	12,6
FeO	10,1	10,0	10,1	8,5	7,8	7,8	6,0	7,0
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
MgO	15,2	12,1	7,4	9,6	12,9	12,8	9,2	10,2
CaO	10,7	6,4	8,3	7,3	3,6	4,5	5,9	5,8
Na ₂ O	0,6	1,8	2,3	2,1	0,8	1,3	1,2	2,9
K ₂ O	0,2	1,2	1,0	1,2	1,4	1,1	1,1	0,8
P_2O_5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
ΠΠΠ	3,3	5,4	3,2	4,0	1,8	1,8	1,8	1,8
Сумма	99,5	99,5	100,2	99,6	99,7	99,7	99,0	100,0
mg#	0,73	0,68	0,57	0,67	0,75	0,75	0,73	0,68
Rb		57,1			62,9	48,8	58,3	30,4
Sr		93,7			36,5	77,4	34,7	142,0
Y		14,3			7,3	13,9	9,8	14,7
Zr		65,7			25,3	84,0	78,0	108,0
Nb		3,6			2,2	4,4	3,9	5,1
Th		1,8			3,0	6,7	3,2	2,4
Ва		205,0			157	164	173,0	166,0
Cr		871,0			909	952	1080,0	556,0
Ni		225,0			271	276	328,0	29,6
Со		57,2			47,3	47,3	51,6	203,0
V		196,0					107,0	102,0
La		9,8			10,8	14,5	10,1	9,7
Ce		20,5			22,2	30,0	22,6	22,0
Pr		2,4			2,6	3,4	2,7	2,8
Nd		10,6			9,6	13,0	10,7	11,5
Sm		2,4			1,6	2,9	2,2	2,6
Eu		0,8			0,3	0,4	0,4	0,8
Gd		2,4			1,7	2,6	2,0	2,7
Tb		0,4			0,2	0,4	0,3	0,5
Dy		2,3			1,3	2,1	1,8	2,6
Ho		0,5			0,2	0,4	0,4	0,6
Er		1,6			0,8	1,3	1,0	1,6
Tm		0,2			0,1	0,2	0,1	0,2
Yb		1,3			0,7	1,2	1,0	1,6
Lu		0,2			0,1	0,2	0,2	0,2
Hf		1,7					1,9	2,8
Та		0,2					0,3	0,4
U		0,3			0,9	2,1	0,7	0,6
Cr/Ni		3,9			3,4	3,4	3,3	18,8
Ti/Zr		62,6			53,5	18,2	28,6	33,7
Zr/Y		4,6			3,5	6,0	8,0	7,3
Sr/Y		6,6			5,0	5,6	3,6	9,7
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	41,5	18,4	14,6	16,5	34,0	35,4	26,6	20,4
Cr/Ti		0,21			0,67	0,62	0,48	0,15
(La/Yb)n		11,3			23,9	17,3	15,6	8,8
(Gd/Yb)n		2,3			3,2	2,5	2,6	2,1

Таблица 4.2. Химический состав пород второго этапа.



Рисунок 4.2.1. Бинарные диаграммы для высокомагнезиальных габбро и диоритов.

61



Рисунок 4.2.2. Диаграмма Л. Йенсена (Jensen, 1976) для высокомагнезиальных габбро и диоритов.



Рисунок 4.2.3. Спайдер-диаграмма для высокомагнезиальных габбро и диоритов.



Рисунок 4.2.4. Спектр распределения РЗЭ в высокомагнезиальных габбро и диоритах.

Дайка высокомагнезиального диорита, залегающая в пределах Остерского зеленокаменного пояса, при высоком содержании кремнезёма (SiO₂ 57.1%) характеризуется содержанием петрогенных, редких и редкоземельных элементов, близким к составам высокомагнезиального габбро. На рисунке 4.2.1 видно, что состав петрогенных элементов для этой дайки от вышеописанных пород отличается незначительно. Также незначительные отличия наблюдаются в составе редких и редкоземельных элементов. В частности на спайдердиаграмме отсутствует отрицательная титановая аномалия, а на спектре распределения REE отсутствует европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,9). (La/Yb)_n = 4; (La/Sm)_n = 2,3, (Gd/Yb)_n = 1,3.

Наиболее значительными среди пород этой группы является различия в содержании главных элементов. Так, фигуративные точки составов высокомагнезиальных габбро Палой Ламбы образуют тренд на всех рассмотренных графиках. В то же время точки составов высокомагнезиальных диоритов на этот тренд не попадают. В составе редких элементов между всеми тремя типами высокомагнезиальных габбро и диоритов прослеживается значительное сходство. Наиболее яркой особенностью состава этих пород является высокое содержание хрома и повышенное содержанием никеля. Распределение редких и редкоземельных элементов также демонстрирует сходное поведение. Общими для всех типов пород являются

отрицательные ниобиевая и стронциевая аномалии. Отрицательные европиевая и стронциевая аномалии в то же время проявлены не во всех типах пород.

Высокие содержания Mg, Cr и Ni, низкое содержание Ti в породах этой группы указывают на мантийную природу их расплавов. Высокая магнезиальность при большом содержании кремнизёма в этих расплавах может быть следствием инконгруэнтного плавления ортопироксена, что указывает на деплетированный мантийный источник (Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Arestova et al., 2003). Обогащение лёгкими редкоземельными элементами указывает на низкие степени плавления субстрата, в то же время отношение (La/Sm)_n, в два раза более высокое, чем (Gd/Yb)_n, может быть следствием контаминации расплава коровым веществом (Arndt et al., 2001). Отрицательные аномалии Ti и Nb указывают на присутствие воды в процессе плавления (Briqueu et al., 1984). Отрицательная аномалия Eu указывает на фракционирование плагиоклаза в процессе эволюции расплава. Наличие этой аномалии не во всех телах этой группы подразумевает различные пути эволюции расплава. Отрицательная аномалия Sr, возможно, также связана с фракционированием плагиоклаза.

Геохимическая характеристика пород третьего этапа

Химический состав пород этой группы приведён в таблице 4.3. Лейкогаббро Палой Ламбы характеризуются при содержании SiO₂ 50,5-54,6% умеренной магнезиальностью (mg# 0,45-0,54), умеренным содержанием TiO₂ 0,5 - 1,4%, и повышенным содержанием Al₂O₃ 16,1 - 17,1%. Для этих пород характерны содержания FeO 8,2 - 11,6%, MgO 5,3 - 6% и CaO 6,9 - 8,3% (Рисунок 4.3.1). На диаграмме Л. Йенсена (Jensen, 1976) они попадают в поле железистых толеитовых базальтов (Рисунок 4.3.2). Содержание Rb –38 ppm, Sr – 193 ppm, Y – 47 ppm, Zr – 88 ppm, Cr – 78 ppm, Ni – 50 ppm. Порода характеризуется отношениями: Cr/Ni = 1,6, Ti/Zr = 89, Zr/Y = 1,9 Спектр распределения REE (Рисунок 4.3.4) показывает обогащение лёгкими редкими землями и характеризуется лантан-итербиевым отношением равным 3. Распределение имеет монотонный характер: (La/Sm)_n = 1,8, (Gd/Yb)_n = 1,5. Также на спектре видна отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,6). Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-диаграмме (Рисунок 4.3.3). На диаграмме видно, что для этих пород характерно обогащение несовместимыми редкими элементами. Содержание редких элементов в 10-50 раз превышает их содержание в примитивной мантии. Также на спайдер-диаграмме видны отрицательные Nb и Ti аномалии.

Габбро-анортозиты Остерского зеленокаменного пояса при том же содержании SiO₂ 51,3-53% характеризуются более высокой магнезиальностью (mg# 0,57-0,59), умеренным содержанием TiO₂ 0,5-1,4%, и высоким содержанием глинозёма (Al₂O₃ 15,6 - 20,8%). Для этих пород характерны содержания FeO 5,9 - 9,5%, MgO 5,3 - 6% и CaO 6,9 - 8,3%. На диаграмме Л. Йенсена они попадают в поля базальтов и андезитов известково-щелочной серии. Rb – 2-95 ppm, Sr – 250-342 ppm, Y – 5-13 ppm, Zr – 15-74 ppm, Cr – 126-483ppm, Ni – 82-270 ppm. Порода характеризуется отношениями: Cr/Ni = 1,6-1,9, Ti/Zr = 23-201, Zr/Y = 2-8. Спектр распределения REE (Рисунок 4.3.4) обогащён лёгкими редкими землями и характеризуется лантан-итербиевым отношением равным восьми. Характер обогащения лёгкими и тяжелыми редкими землями различается: (La/Sm)_n = 5, Gd/Yb) _n = 1. Также на спектре видна отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 1,5). Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-диаграмме (Рисунок 4.3.3). Для этих пород характерно обогащённое несовместимыми элементами распределение редких элементов. На спайдер-диаграмме видны отрицательная Nb и положительная Sr аномалии.

	207	74	94	22	197	310	3216	441	626	112	1058	37
№ пробы	Интр	узии Па	алой		Интрузии Остерозеря							
		Ламбы										
5:0	54.0	50.0	50.5	51.2	50.1	40.9	515	40.1	51 (50.0	507	50.0
$S1O_2$	54,6	50,9	50,5	51,5	50,1	49,8	51,5	48,1	51,6	50,9	50,7	59,0
110 ₂	17.1	1,5	1,4	0,5	0,5	10.5	0,5	0,5 21.1	18.3	0,5 21.0	18.2	0,4 177
F_2O_3	82	11.6	10,1	20,8	7.0	19,5 5 0	62	21,1 64	62	61	67	5 1
MnO	0.2	11,0 0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0,2	0,4	0,2	0,1	0,7	0.1
MgO	5,5	53	6,2	4.8	77	75	6,2	84	83	72	0,2 7 1	4.6
CaO	6.9	8.0	83	99	10.8	10.1	11.9	10.4	10.1	94	10.3	
Na ₂ O	3.6	27	27	37	2 1	19	2.8	19	24	27	29	4 1
K ₂ O	2.5	0.8	$\frac{2}{12}$	0.9	0.7	1.5	$0.4^{2,0}$	03	$0.4^{-2,1}$	0.8	19	1.8
P_2O_5	<.05	0.3	0.4	<.05	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
ППП	1.2	1.8	1.9	2.2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Сумма	100.0	99.5	99.6	100.0	97.5	96.8	97.1	97.1	97.9	99.4	98.3	99.5
mg#	0.54	0.45	0.50	0.57	0.66	0.7	0.63	0.7	0.71	0.67	0.65	0.62
Rb		38.3	,	82,1	37	87	11	8	2	35	95	,
Sr		193,0		342,0	280	286	267	271	250	338	254	
Y		46,6		7,1	9		10	5	9	13	12	
Zr		88,0		14,6	67		74	40	53	36	46	
Nb		10,3		2,4			<5			5	<5	
Th		0,8		0,5		5	7			<5	<5	
Ba		182,0		157,0			171			142	428	
Cr		78,4		171,0	341	350	126	483		165	167	
Ni		50,3		90,4	208	195	82	270		90	105	
Co		37,7		23,7			50			22	45	
V		182,0		106,0	116	49	108	83		96	65	
La		20,8		9,9								
Ce		50,7		16,6								
Pr		7,4		1,9								
Nd		31,9		7,3								
Sm		7,3		1,2								
Eu		1,6		0,6								
Ga		8,5		1,1								
		1,4 9 <i>c</i>		0,2								
Dy Ho		8,0 1 7		1,5								
Fr III		1,7 5 3		0,3								
Tm		0.7		0,8								
Yh		0,7 4.6		0,1								
Lu		0.7		0,0								
Hf		33		0,1								
Та		0.6		0.1								
U		0.3		0.2								
Cr/Ni		1,6		1,9	1,6	1,8	1,5	1,8		1,8	1,6	
Ti/Zr		86,9		201,4	45,6	,	23,0	44,1	44,4	52,3	35,8	
Zr/Y		1,9		2,1	7,4		7,4	8,0	5,9	2,8	3,8	
Sr/Y		4,1		48,4	31,1		26,7	54,2	27,8	26,0	21,2	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	37,2	12,4	11,9	41,6	35,6	52,6	61,4	70,3	45,8	68,3	65,0	42,0
Cr/Ti		0,01		0,06	0,11	0,16	0,07	0,27		0,09	0,10	
(La/Yb)n		6,7		17,5								
(Gd/Yb)n		2,3		1,6								

Таблица 4.3. Химических состав пород третьего этапа.

При сходстве химического состава (низкой титанистости, умеренной магнезиальности, обогащённом лёгкими спектре распределения РЗЭ) для этой группы пород характерны и значительные различия. Наиболее важным геохимическим отличием палаламбинских лейкогаббро от габбро-анортозитов Остера является их принадлежность к толеитовой и известково-щелочной сериям соответственно. Также в этих породах наблюдаются заметные различия в содержании редких элементов: различия в распределении лёгких и тяжелых РЗЭ и разная направленность европиевой аномалии. Так, для пород Остера (La/Sm)_n превышает (Gd/Yb)_n в 5 раз, что характерно для расплавов, контаминированных коровым веществом (Arndt et al., 2001). В то же время мы видим положительную европиевую аномалию, обусловленную кристаллизацией большого количества плагиоклаза в исследуемом теле. В габбро Палой Ламбы геохимических признаков контаминации нет, в то же время отрицательная европиевая и стронциевая аномалии указывают на разные пути эволюции расплава пород этой группы.



Рисунок 4.3.1. Бинарные диаграммы для высокоглинозёмистых лейкогаббро.

68



Рисунок 4.3.2. Диаграмма Л. Йенсена (Jensen, 1976) для высокоглинозёмистых лейкогаббро.



Рисунок 4.3.3. Спайдер-диаграмма для высокоглинозёмистых лейкогаббро.



Рисунок 4.3.4. Спектр распределения РЗЭ в высокоглинозёмистых лейкогаббро.

Геохимическая характеристика пород четвёртого этапа

К четвёртому этапу относятся три группы тел: дайки железистого габбро Палой Ламбы, расслоенные интрузии и комплекс даек CB простирания Остера.

Химический состав даек габбро Палаламбинского зеленокаменного пояса представлен в таблице 4.4. Особенности содержаний петрогенных элементов отражены на рисунке 4.4.1. Эти породы характеризуются содержанием SiO₂ = 44,6% - 50,1% при низкой магнезиальности: mg# 0,27 - 0,46. Содержания главных элементов отражены на бинарных диаграммах (Рисунок 4.4.1). Содержание FeO 14 - 22,1%, MgO 3,4 - 7,9, CaO 6,9 - 9,9%. Содержание Al₂O₃ 11,3 - 14%. Для этих пород характерно повышенное содержание титана (TiO₂ = 1,4% - 2,9%). Содержание Rb 8-36 ppm, Sr 135-202 ppm, Y 16-48 ppm, Zr 62-222 ppm, Cr 56-314 ppm, Ni 57-139 ppm. Порода характеризуется отношениями: Cr/Ni = 0,9-2,3, Ti/Zr = 78-247, Zr/Y = 3,8-6,7. На диаграмме Л. Йенсена они попадают в поле железистых толеитов (Рисунок 4.1.2). Спектр распределения REE габбро (Рисунок4.4.3) характеризуется (La/Yb)_n = 3,2 - 5,4, (La/Sm)_n = 1,1-1,8, (Gd/Yb)_n = 1,4-2,5. Для габбро характерна отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,7-0,8). Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-диаграмме (Рисунок4.4.4). Для этих пород характерно в примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Для габбро характерна отрицательная стронциевая аномалия (Sr/Sr* = 0,7-0,3).

Особенностями химического состава пород этой группы являются высокая железистость, высокое содержание титана, сильное обогащение лёгкими, а, в отдельном случае, и тяжелыми РЗЭ. Эти особенности, вероятно, являются следствием плавления источника, отличного от примитивной или деплетированной мантии. В то же время отрицательные аномалии Nb и Ti, характерные для плавления в присутствии воды, не наблюдаются. Пониженное содержание Ni указывает на низкую температуру плавления источника. Отрицательную аномалию Sr и Eu можно связать с фракционированием плагиоклаза.

№ пробы	2106	211	58	62	101	101г
SiO ₂	44,5	47,7	44,6	50,1	50,0	45,9
TiO ₂	2,6	2,1	2,9	2,9	1.4	2,0
Al ₂ O ₃	8.5	11,4	11.3	14.0	12,1	12,1
FeO	19.7	16.8	22,1	14,0	15,1	16.7
MnO	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2
MgO	8.7	6.3	4.6	3.4	6.1	7.9
CaO	12.2	10.7	7.5	6.9	8.3	9.9
Na ₂ O	1.4	2.9	2.5	4.0	3.3	1.4
K ₂ O	0.5	0.9	0,6	1.0	0.6	13
P_2O_5	< 05	< 05	0.1	03	0.4	0.2
ППП	1.2	0.7	0.8	1.2	2.6	17
Сумма	99.7	99.8	99.7	99.7	99.8	100 1
mo#	0.44	0.40	0.27	0.31	0.42	0.46
Rh	7.6	0,10	13.9	36	0,12	0,10
Sr	141		202	135		
V	163		16.6	18.2		
	62.5		111	-0,2 222		
Nh	7.64		120	16		
Th	0.45		12,9	2.51		
	44.0		1,90	3,31 465		
Da Cr	214		00.2	405		
	120		99,2 110	57.0		
IN1 C	139		110	57,9		
	65,2		80,6	52,6		
V	6.70		330	520 20.1		
La	0,79		11	20,1		
Ce	18,3		28,9	45,6		
Pr	2,79		4,16	6,05		
Nd	14		18,7	27,1		
Sm	4,17		4,78	7,35		
Eu	1,19		1,48	2,08		
Gd	4,16		4,43	7,87		
Tb	0,6		0,68	1,32		
Dy	3,38		3,62	8,67		
Но	0,66		0,64	1,73		
Er	1,59		1,81	5,35		
Tm	0,2		0,25	0,66		
Yb	1,35		1,47	4,55		
Lu	0,22		0,22	0,72		
Hf			2,88	5,5		
Та			0,88	1,08		
U	0,24		0,43	1,32		
Cr/Ni	2,3		0,9	1,0		
Ti/Zr	247,4		152,0	77,9		
Zr/Y	3,8		6,7	4,6		
Sr/Y	8,7		12,2	2,8		
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	3,2	5,6	3,9	4,8	9,0	6,0
Cr/Ti	0,0		0,0	0,0		
(La/Yb)n	7,5		11,1	6,6		
(Gd/Yb)n	3.8		3.7	2,1		

Таблица 4.4. Химический состав поздних даек габбро Палой Ламбы


Рисунок 4.4.1. Бинарные диаграммы для поздних габбро Палой Ламбы.



Рис 4.4.2. Диаграмма Л. Йенсена для поздних габбро Палой Ламбы.



Рисунок 4.4.3. Спектр распределения РЗЭ в позднем габбро Палой Ламбы.



Рисунок 4.4.4. Спайдер-диаграмма для позднего габбро Палой Ламбы.

В районе Остерского зеленокаменного пояса присутствуют две генерации базитовых тел четвёртого этапа. К первой из них относятся базитовые интрузии и дайки, иногда имеющие в своём составе основную и ультраосновную части. Химический состав этих пород приведён в таблице 4.5. Состав главных элементов основных пород этой группы отражен на рисунке 4.4.5. Габбро характеризуются при содержании SiO₂ 48,8 - 49,6% магнезиальностью mg# 0,44 -0,51, повышенным содержанием TiO₂ 1,1 - 1,2%, и содержанием Al₂O₃ 14,1 - 16%. Для этих пород характерны содержания FeO 11,6 - 13,8%, MgO 6,5 - 7,8% и CaO 10,8 - 11,2%. Содержание Rb 4-26 ppm, Sr 110-156 ppm, Y 16-23 ppm, Zr 63-67 ppm, Cr 100-256 ppm, Ni - 61-93 ppm. Порода характеризуется отношениями: Cr/Ni = 1,6-6,4, Ti/Zr = 45-116, Zr/Y = 2,8-4,8. На диаграмме Л. Йенсена (Рисунок 4.4.6) они попадают в поле высокожелезистых толеитов. Спектр распределения REE (Рисунок 4.4.7) может быть как обогащён, так и обеднён ЛРЗЭ: лантан-иттербиевое отношение изменяется от 0,7 до 3,5. Для пород, обогащённых ЛРЗЭ, характерно наличие небольшой европиевой аномалии разного знака. (Eu/Eu* = 0,7-1,4). Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-диаграмме (Рисунок 4.4.8). Содержание редких элементов в этих породах в 1-10 раз превышает их содержание в примитивной мантии. Порода тела, в котором не наблюдается признаков дифференциации (пр. 39), демонстрирует наиболее «плоское» распределение редких элементов, другие тела демонстрируют менее равномерные графики. Для них на спайдер-диаграмме видны отрицательная Nb, и положительная Ті аномалии.

Химический состав ультрабазитовых частей расслоенных интрузий различается для разных тел. Так, тело, расположенное в поле гранитов Гейне-оя (обр. 34, 35) характеризуется при содержании SiO₂ 43,5 - 44,9% магнезиальностью mg# 0,7, содержанием TiO₂ 0,8 – 0,9%, содержанием Al₂O₃ 6,5 – 8,5%, FeO 11,8-12,2%, содержанием MgO 21,4-22% и содержанием CaO 8,3 – 8,4%. Содержание Sr – 38 ppm, Y – 9,5 ppm, Zr – 44,85 ppm, Cr – 2030 ppm, Ni – 107 ppm, Co – 1300 ppm. Порода характеризуется отношениями: Cr/Ni = 19, Ti/Zr = 110, Zr/Y = 4,7. На диаграмме Л. Йенсена (Рисунок4.4.6) она попадает в поле коматиитовых базальтов. Спектр REE демонстрирует диффиренцированный характер распределения: (La/Sm)_n = 0,6, (Gd/Yb)_n = 1,5, Eu/Eu* = 0,76. Распределение редких элементов отражено на спайдер-диаграмме (Рисунок4.4.8), оно сходно с распределением основных частей расслоенных тел, но имеет отрицательную стронциевую аномалию. Содержания редких элементов в 3-5 превышают их содержания в примитивной мантии.

Тело, расположенное в пределах участка «А» (обр. 16), характеризуется при содержании SiO₂ - 38,1% магнезиальностью mg# 0,5, содержанием TiO₂ - 1%, содержанием Al₂O₃ - 16,7%,

FeO – 16,7%, содержанием MgO – 11,1% и содержанием CaO – 9,7%, K₂O – 1.5%. Для этих пород характерны содержания FeO 11,6 - 13,8%, MgO 6,5 - 7,8% и CaO 10,8 - 11,2%. На диаграмме. Л. Йенсена (Рисунок4.4.6) она попадает в поле железистых толеитов.

Для габбро этой генерации при сходном для всех тел содержании MgO и Al₂O₃ характерны вариации содержания SiO₂, Ti₂O, FeO, CaO и щелочей. Некоторые из этих интрузий содержат ультраосновную часть, что позволяет объяснить различия химического состава кристаллизационной дифференциацией расплава. Распределение РЗЭ в разных телах демонстрирует различную степень дифференциации. Так, для габбро дифференцированных тел характерно обогащённое распределение ЛРЗЭ, в то время, как для ультраосновных частей характерно более деплетированное распределение как лёгких, так и тяжелых редких земель. На примере пород одного тела (пр. 33, 35) мы видим, что для габбро характерна положительная Eu-аномалия, для ультраосновной части – отрицательная. Это можно объяснить фракционированием плагиоклаза.

№ пробы	102	106	16a	33	11	12	338	388a	39	16	34	35
-				основные	разности					ультрас	основные	разности
SiO ₂	53,0	52,9	48,9	48,8	47,0	49,6	48,8	49,1	48,4	38,1	43,5	44,9
TiO ₂	0,5	0,5	1,2	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,8	1,0	0,9	0,8
Al ₂ O ₃	15,6	14,9	14,1	15,2	13,7	16,0	14,6	14,9	15,2	15,7	8,5	6,5
FeO	6,3	6,8	12,4	10,9	13,7	10,4	9,3	9,3	10,8	16,7	11,8	12,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	7,8	8,1	6,5	7,8	7,7	6,8	7,8	7,9	8,5	11,1	22,0	21,4
CaO	9,0	8,4	10,9	11,2	11,7	10,8	11,4	11,2	10,6	9,7	8,4	8,3
Na ₂ O	2,6	3,0	3,2	2,5	2,2	2,5	1,7	1,8	2,1	0,4	0,3	0,3
K ₂ O	0,7	1,1	0,3	0,7	0,2	0,5	0,4	0,4	1,0	1,5	0,1	0,1
P_2O_5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	<,05
ППП	1,1	1,5	0,6	0,2	0,8	0,9	0,5	1,1	1,0	3,3	4,0	3,4
Сумма	98,9	98,5	99,8	100,0	100,0	100,0	99,5	99,0	99,9	99,5	99,6	99,6
mg#	0,59	0,60	0,44	0,51	0,45	0,49	0,51	0,54	0,54	0,50	0,73	0,72
Rb	46			26	4				51			0,0
Sr	109			156	110				107			38,1
Y	16			14	23				17			9,5
Zr	67			67	63				40			44,8
Nb	5,0			2,4	2,5				1,8			1,9
Th	<5			0,6	0,4				0,2			0,2
Ba	207			64	26				98			4,1
Cr	215			100	256				330			2030,0
Ni	72			61	93				51			107,0
Co	35			147	48				144			1300,0
v	193			231	311				237			152,0
La	8,2			4,9	3,1				2,2			1,7
Ce	23,0			11,7	8,2				5,8			4,9
Pr				1,8	1,4				1,0			0,9
Nd	9,0			9,7	8,2				5,3			5,2
Sm	2,2			2,6	2,5				1,7			1,7
Eu	0,5			1,1	1,0				0,6			0,4
Gd				2,4	2,7				2,1			1,7
Tb	0,6			0,5	0,6				0,4			0,3
Dy				2,9	4,0				2,9			1,9
Но				0,5	0,9				0,6			0,3
Er				1,5	2,5				2,0			1,2
Tm				0,2	0,3				0,3			0,2
Yb	1,5			1,3	2,3				1,9			0,9
Lu	0,2			0,2	0,4				0,3			0,1
Hf				2,1	1,9				1,4			1,4
Та				0,2	0,2				0,1			0,1
U				0,2	<0,1				0,0			0,0
Cr/Ni	3,0			1,6	2,8				6,4			19,0
Ti/Zr	44,8			107,0	107,6				116,4			110,1
Zr/Y	4,2			4,8	2,8				2,3			4,7
Sr/Y	0,0			11,1	4,8				6,2			4,0
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	30,6	28,7	12,1	12,4	11,8	14,8	14,3	14,6	19,0	15,9	9,3	7,8
Cr/Ti	0,1			0,0	0,0				0,1			0,4
(La/Yb)n	8,1			5,5	2,0				1,7			2,8
(Gd/Yb)n	0,0			2,3	1,5				1,4			2,3

Таблица 4.5. Химический состав поздних интрузий габбро Остера



Рисунок 4.4.5. Бинарные диаграммы для поздних габбро р-на Остерозеро



Рисунок 4.5.6. Диаграмма Л. Йенсена (Jensen, 1976) для поздних габбро р-на Остерозеро.



Рисунок 4.4.7. Спектр распределения REE в поздних габбро р-на Остерозеро.



Рисунок 4.4.8. Спайдер-диаграмма для поздних габбро р-на Остерозеро.

Химический состав даек СВ простирания Остерозера представлен в таблице 4.5. По содержаниям главных элементов основная масса пород соответствует описанным выше интрузиям. В пределах основного поля можно выделить три тренда: повышенных магнезиальности, содержания глинозёма и титана (Рисунок 4.4.9). По особенностям выделяется типа пород. химического состава три К первому типу относятся высокомагнезиальные дайки. Они характеризуются при содержании SiO₂ 47,9 - 49,1% повышенной магнезиальностью с mg# 0.56 - 0.67, содержанием TiO₂ 0.6 - 0.9%, и умеренным содержанием глинозёма (Al₂O₃ 10.9 - 15.9%). Для этих пород характерны содержания FeO 8.3 -15,8%, MgO 9,1 - 13,7% и CaO 7,9 - 11,7%. Второй тип характеризуется при содержании SiO₂ 46,9 - 51,7% и mg# 0,49 - 0,6, содержанием TiO₂ 0,3 - 0,9%, Al₂O₃ 16,2 - 23,4%. Для этих пород характерны содержания FeO 2,7 - 10,3%, MgO 3,5 - 8,6% и CaO 3,1 - 14,7%. К третьему типу тел относятся дайки, обогащённые TiO₂. Они характеризуются при содержании SiO₂ 47 - 52,9% от низкой до умеренной магнезиальностью с mg# 0,9 - 0,52, высоким содержанием TiO₂ 1,1 - 2,6%, и Al₂O₃ 13,4 - 15,7%. Для этих пород характерны содержания FeO 9 - 13,7%, MgO 3,4 - 8,2% и СаО 7,9 - 13,7%. Как видно на бинарных диаграммах, это разделение условно, и поле фигуративных точек состава выглядит достаточно равномерным. В то же время на диаграмме Л. Йенсена (Рисунок 4.4.10) наблюдается область наибольшей концентрации фигуративных точек в поле железистых толеитов, от которой отходят тренды в сторону увеличения содержаний титана и железа, магния (точки попадают в поле коматиитовых базальтов) и алюминия. Наиболее высокоглинозёмистые разности попадают в поле андезитов толеитовой серии. Содержание Sr – 61-279 ppm, Y – 12-56 ppm, Zr – 33-98 ppm, Cr – 27-1230 ppm, Ni – 11-232 ppm. Габбро характеризуется отношениями: Cr/Ni = 1-5, Ti/Zr = 61-146, Zr/Y = 1.9-4,7. Спектр распределения РЗЭ плоский (Рисунок 4.4.10), он характеризуется лантан-иттербиевым отношением от 0,9 до 1,1, присутствуют незначительные европиевые аномалии разного знака (Eu/Eu* = 0,9-1,3). Редкоэлементный состав габбро отражен на спайдер-даиграмме (Рисунок 4.4.12). На диаграмме видно, что для этих пород характерно «плоское» распределение редких элементов. Содержание редких элементов в 2 - 10 раз превышает их содержание в примитивной на спайдер-диаграмме видны незначительные положительные либо мантии. Также Образец отрицательные стронциевые аномалии. 18-15б содержит значительную положительную стронциевую аномалию, что может быть связано с большим количеством гигантских вкрапленников плагиоклаза в нём.

			1			10	10	10				
№ пробы	4	7	10	40	41	18-	18- 15a	156	Б8/13а	Б8/13	Б9/7а	Б9/7
SiO ₂	47,9	47,9	48,5	48,5	48,0	49,0	48,8	47,2	49,1	52,8	49,9	52,0
TiO ₂	0,6	0,9	0,8	1,5	0,8	0,9	1,2	0,7	1,3	2,4	1,3	2,6
Al ₂ O ₃	11,2	14,2	13,9	14,8	15,9	15,8	15,0	22,3	15,7	13,7	14,6	13,4
FeO	10,1	10,7	11,3	12,4	10,5	10,3	13,0	7,4	11,7	13,9	12,7	15,1
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	13,7	9,6	8,9	6,9	9,1	8,2	7,5	3,7	6,6	3,5	7,2	3,4
CaO	11,5	11,3	10,8	10,6	9,1	11,2	8,7	10,7	10,4	7,9	9,8	8,3
Na ₂ O	1,3	1,7	2,4	2,5	1,5	2,1	2,0	3,0	2,4	2,6	2,5	2,8
K ₂ O	0,6	0,5	0,5	0,6	3,2	0,3	1,6	2,5	0,4	0,7	0,3	0,4
P ₂ O ₅	<,05	0,1	0,1	0,1	0,1	<,05	0,1	<,05	0,1	0,3	0,5	0,5
Сумма	99,9	100	99,9	100	99,9	100	100	100	97,7	98,0	99,0	98,7
mg#	0,67	0,57	0,54	0,45	0,56	0,54	0,46	0,42	0,50	0,31	0,50	0,29
Rb	34,1	32		15,7		14,5	97,9	132	3	18	3	3
Sr	96,7	111		89,9		109	74,2	279	150	107	95	101
Y	12,3	17,1		29,4		15,2	19,7	13,4	26	56	38	
Zr	33,4	39,2		92,7		35,5	54	40,8	123	198	98	
Nb	1,36	2,33		3,87		1,97	2,21	1,59		13	9	
Th	0,16	0,16		0,53		0,47	0,37	0,19		7	<5	
Ва	80	87,5		50,4		58,7	272	864	<100	<100	109	
Cr	1230	252		183		255	133	37,6		27	220	
Ni	232	116		49,6		97,2	93,9	40,4	106	11	78	
Со	63,5	54,1		89,5		43,7	52,5	24,7		75	68	
v	211	259		278		236	270	126		138	317	
La	1,8	2,59		4,11		3,27	2,76	2,54				
Ce	4,12	6,6		11,7		7,6	8,05	6,17				
Pr	0,74	1,04		1,92		1,04	1,3	0,97				
Nd	3,82	5,72		10,8		5,03	6,68	4,87				
Sm	1,3	1,75		3,29		1,59	2,41	1,44				
Eu	0,51	0,63		1,11		0,64	0,8	0,69				
Gd	1,36	2,14		3,81		2,09	2,69	1,92				
Tb	0,3	0,43		0,71		0,36	0,54	0,38				
Dy	2,22	2,82		5,04		2,53	3,39	2,26				
Но	0,49	0,63		1,1		0,58	0,74	0,49				
Er	1,36	1,73		3,3		1,55	2,13	1,43				
Tm	0,21	0,26		0,47		0,25	0,33	0,23				
Yb	1,12	1,68		2,89		1,64	2,05	1,42				
Lu	0,2	0,25		0,54		0,24	0,3	0,22				
Hf	0,94	1,17		2,64		1,17	1,56	1,18				
Та	<0,1	0,11		0,28		0,15	0,16	0,11				
U	<0,1	<0,1		0,13		0,12	<0,1	<0,1				
Cr/Ni	5,3	2,2		3,7		2,6	1,4	0,9		2,5	2,8	
Ti/Zr	109,1	135,0		96,5		146,1	126,0	97,7	61,2	70,7	79,2	
Zr/Y	2,7	2,3		3,2		2,3	2,7	3,0	4,7	3,5	2,6	
Sr/Y	7,9	6,5		3,1		7,2	3,8	20,8	5,8	1,9	2,5	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18,1	15,8	16,7	9,7	21,2	17,9	13,0	33,0	12,3	5,8	11,1	5,1
Cr/Ti	0,34	0,05		0,02		0,05	0,02	0,01		0,00	0,03	
(La/Yb)n	2,4	2,3		2,1		3,0	2,0	2,7				
(Gd/Yb)n	1,5	1,6		1,6		1,6	1,6	1,7				

Таблица 4.5. Химический состав поздних даек габбро Остера

№ пробы	51	35a	36	40	1272a	1272в	48	1270ж	709e	1839	1889a	1326/7
SiO ₂	48,4	48,4	48,4	48,5	49,8	46,9	51,7	49,1	48,4	48,7	47,2	48,0
TiO ₂	1,2	1,3	1,1	1,5	0,3	0,9	0,6	0,7	0,9	0,9	0,7	0,4
Al ₂ O ₃	15,5	14,3	15,3	14,8	17,7	23,4	18,6	10,9	16,2	15,6	18,7	17,5
FeO	14,0	13,5	13,5	0,2	12,3	8,6	6,1	15,4	12,1	12,0	10,6	10,3
MnO	0,2	0,2	0,2	6,9	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2
MgO	7,6	8,2	7,9	10,6	6,6	4,7	3,5	11,4	7,7	9,6	9,1	8,6
CaO	10,9	10,0	10,3	2,5	9,7	9,8	14,7	10,3	9,7	7,9	8,6	9,1
Na ₂ O	2,0	2,5	2,5	0,6	2,1	2,4	3,9	1,5	2,7	2,2	2,1	3,5
K ₂ O	0,2	0,5	0,2	0,1	1,7	3,3	0,4	0,3	1,6	2,0	1,5	2,6
P_2O_5	0,2	0,1	0,2	0,5	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0
Сумма	100	99,0	99,5	86,2	100	100	99,6	99,7	99,4	99,1	98,6	100
mg#	0,49	0,52	0,52	0,49	0,49	0,49	0,53	0,52	0,48	0,54	0,56	0,55
Rb	6	38	21	15,7	87	220	14	17	56	102	107	115
Sr	88	150	118	89,9	116	181	194	70	136	61	106	75
Y	31	32	31	29,4			14				19	
Zr	93	93	90	92,7			43				36	
Nb	<5	5	<5	3,87			3				9	
Th	1	1	1	0,53			<5				<5	
Ba	50	50	50	50,4			<100				175	
Cr	260	297	266	183			51				367	
Ni	77	118	103	89,5			37				164	
Co	42	48	42	49,6			27				61	
v	339	329	288	278			146				209	
La	5,7			4,11			3					
Ce	15			11,7			8,1					
Pr				1,92								
Nd	11			10,8			6,3					
Sm	3,55			3,29			1,96					
Eu	1,12			1,11			0,91					
Gd				3,81								
Tb	0,76			0,71			0,42					
Dy				5,04								
Но				1,1								
Er				3,3								
Tm				0,47								
Yb	3,2			2,89			1,5					
Lu	0,48			0,54			0,22					
Hf				2,64								
Та				0,28								
U				0,13								
Cr/Ni	3,4	2,5	2,6	2,0			1,4				2,2	
Ti/Zr	77,8	84,1	73,8	96,5			80,7				112,7	
Zr/Y	3,0	2,9	2,9	3,2			3,1				1,9	
Sr/Y	2,8	4,7	3,8	3,1			13,9				5,6	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	12,6	10,8	13,5	9,7	65,4	27,5	31,6	16,8	18,0	18,3	27,1	49,9
Cr/Ti	0,04	0,04	0,04	0,02			0,01				0,09	
(La/Yb)n	2,6			2,1			3,0					
(Gd/Yb)n	0,0			1,6			0,0					

Таблица 4.5. (продолжение) Химический состав поздних даек габбро Остера



Рисунок 4.4.9. Бинарные диаграммы для СВ даек габбро р-на Остерозеро.



Рисунок 4.4.10. Диаграмма Йенсена (Jensen, 1976) для СВ даек габбро р-на Остерозеро.



Рисунок 4.4.11. Спектр распределения REE CB даек габбро р-на Остерозеро.



Рисунок 4.4.12. Спайдер-диаграмма для СВ даек габбро р-на Остерозеро.

Сравнение химического состава исследуемых пород

На основании сравнения химических составов ранних габбро района Палой Ламбы с базальтами зеленокаменного пояса можно сделать вывод, что габбро дайки являются полным геохимическим аналогам базальтов. Её геологическое положение и изотопный возраст не противоречат тому, что она внедрялась синхронно с излиянием этих базальтов. Таким образом, состав габбро характеризует самый ранний наблюдаемый этап базитового магматизма в пределах опорных участков. Химический состав крупнозернистой породы в центральной части дайки раннего габбро (дайки в дайке) аналогичен составу даек последнего этапа базитового магматизма пород четвёртого этапа»). Это подтверждает геологические выводы о том, что проба 2106 является фрагментом более молодого секущего тела.

Высокомагнезиальные тела второго этапа, широко распространённые в пределах района Палой Ламбы, образуют две контрастные группы, резко отличающиеся по содержанию в них кремнезёма. Тем не менее, они обладают сходными особенностями химического состава (высокая магнезиальность, низкое содержание титана, обогащённый спектр распределения редких элементов). Это указывает на их принадлежность к одному типу пород, относящихся к одному магматическому этапу. Такое объединение согласуется с геологическим наблюдениями. Дайка высокомагнезиальных диоритов района озера Остер также обладает вышеперечисленными геохимическими особенностями. Таким образом, можно сделать вывод, что магматическое событие, приведшее к формированию высокомагнезиальных пород в районе Палой Ламбы, проявлено также и в районе Остерского зеленокаменного пояса.

Высокоглинозёмистые габбро, образующие крупные тела в районе оз. Остер и и небольшие интрузии в районе Палой Ламбы относятся к известково-щелочной и толиитовой сериям. Они имеют заметную разницу и в редкоэлементном составе. Так, степень обогащения тяжёлыми редкоземельными элементами и различное направление европиевой аномалии указывают на различные пути эволюции расплава.

Поздние интрузии в пределах разных опорных участков отличаются разнообразием химических составов. Поздние дайки района Палой Ламбы значительно отличаются от поздних базитов р-на Остерозера, как по составу главных, так и редких элементов. Наиболее ярким отличием является низкая магнезиальность и повышенное содержание титана в породах Палой Ламбы (Рисунок4.5.1). Также различный характер имеет и распределение редких и редкоземельных элементов (Рисунок 4.5.2).



Рисунок 4.5.1. Бинарные диаграммы для поздних габбро.



Рисунок 4.5.2. Поля спектров распределения редких и редкоземельных элементов поздних даек районов Остерозера и Палой Ламбы.

В пределах Остерского зеленокаменного пояса поздние базитовые интрузии и дайки при описанных различиях имеют ряд существенных сходств. Содержание главных элементов (Рисунок 4.5.1) поздних интрузий совпадает с составом даек С-В простирания. Распределение REE у расслоенных интрузий отличается от спектра распределения даек. В то же время, тело этой группы, не демонстрирующее признаков дифференциации (пр. 39), имеет сходное с дайками распределение REE. Также для всех поздних базитов Остерозера характерны сходные отношения Cr/Ni, Ti/Zr, Zr/Y. Эти сходства химического состава указывают на сходные условия образования и состав источника для обеих групп пород.



Рисунок 4.5.3. Сравнение спектров распределения редких и редкоземельных элементов пород каждого этапа.

Сравнение химического состава показало существенные различия между выделенными группами пород (Рисунок 4.5.3). *Габбро Палой Ламбы первого этапа* характеризуется примитивным химическим составом. Расплав такого состава возможно получить врезультатевысоких степеней плавления мантии. *Породы второго этапа* демонстрируют особенности, характерные для пород бонинитовой серии (низкое содержание титана при

высокой магнезиальности), указывающие на плавление мантии в присутствии воды. Состав габбро-анортозитов третьего магматического этапа в районе Остерозера указывает на контаминаю расплава коровым веществом. Состав габбро этого (третьего) этапа в Палой Ламбе не показывает признаков контаминации. Общим для обоих типов пород являются отрицательная аномалия HFS-элементов при высоком (La/Yb)_n отношении. Состав габбро следующего (четвертого) в районе Палой Ламбы характеризуется низкой (#mg 0,27-0,46) магнезиальностью и высоким (La/Yb)_n отношением. В районе Остерозера мы наблюдаем две группы тел различного химического состава. Наличие расслоенности и вариаций состава говорит о сложной эволюции расплава, в то же время особенности состава REE говорят о высоком проценте плавления. Таким образом, можно сформулировать второе защищаемое положение:

Интрузивные базиты каждого этапа отличаются особенностями химического состава. Так для пород I этапа характерно недифференцированное распределение редких и редкоземельных элементов; II этапа – высокая магнезиальность при низком содержании титана, обогащение крупноионными элементами и низкое (Nb/La)_n отношение; III этапа – отрицательная аномалия HFS-элементов на фоне обогащённого распределения редких элементов, IV – недифференцированное или обогащённое распределение редких и редкоземельных элементов.

Глава 5. Петрология базитовых интрузий

Основываясь на проведённом в предыдущей главе анализе химического состава пород четырёх выделенных этапов, можно сделать выводы о происхождении и эволюции расплавов, характерных для этих этапов. Для этого необходимо определить характеристики мантийного источника, создать модель образования расплава и оценить P-T параметры, при которых возможно образование расплава соответствующего химического состава.

№ обр.	Район	Sm	Nd	147/144	143/144	±2	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (T)	T(Zr)	T DM ¹	T DM ²
					I этап						
210	ПЛ	1.91	5.54	0.20859	0.512998	4	7.0	2.4	3020		
218	пл	2.31	6.76	0.20679	0.512928	8	5.7	1.7	3020		
222	пл	1.95	5.93	0.19919	0.512871	7	4.5	3.6	3020		
76	пл	1.79	5.24	0.20690	0.513016	12	7.4	3.4	3020		
					II этап						
38	0	2.89	12.37	0.14108	0.511478	5	-22.6	-1.9	2892	3340	3490
203	пл	1.78	9.41	0.11455	0.511066	5	-30.7	-0.1	2892	3050	3180
205	пл	2.66	12.91	0.12444	0.511187	6	-28.3	-1.4	2892	3200	3330
					III этап						
22	0	1.57	8.36	0.11382	0.511194	6	-28.2	2.4	2860	2830	2970
112	0	1.44	7.70	0.11310	0.510996	30	-32.0	-1.2	2860	3120	3240
207	пл	1.45	5.16	0.17025	0.512327	6	-6.1	3.6	2840	2520	2880
					IV Этап						
102	0	1.96	8.53	0.13890	0.51163	14	-19.7	0.7	2740	2900	3080
51	0	3.52	11.22	0.18970	0.512598	9	-0.8	1.7	2740	2930	3490
48	0	1.85	5.77	0.19470	0.512661	11	0.4	1.2	2740	3320	3910
58	пл	4.74	18.96	0.15097	0.511807	4	-16.2	-0.1	2740	3040	3240
62	ПЛ	6.58	24.57	0.16188	0.512138	6	-9.8	2.5	2740	2680	2960

Таблица 5.1. Результаты измерения Sm-Nd изотопной системы в исследованных породах.

Удобным методом для оценки мантийного источника является изучение изотопной системы Nd. Зная возраст внедрения пород каждого этапа, можно рассчитать параметр $\varepsilon_{Nd}(t)$ (DePaolo, 1981). Положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ (обеднение радиогенным Nd) указывают на то, что мантийный источник уже испытывал плавление в процессе своей эволюции. Отрицательные значения можно интерпретировать как влияние контаминации расплава коровым веществом или же как следствие плавления обогащённого радиогенным Nd источника

(Neodimium isotope..., 1988). Результаты измерения Sm-Nd изотопной системы в исследованных породах приведены в таблице 5.1. Сделать вывод о влиянии контаминации можно исходя из характера распределения REE и отношения Nb/La: в процессе контаминации мантийного расплава коровым веществом содержание лёгких редких земель возрастает быстрее, чем тяжёлых. (Arndt et al., 2001).

Содержание HFS элементов также важно для характеристики мантийного источника. Используя Nb-Zr-Y систему, Γ. Фиттон с коллегами (Fitton et al., 1997) создали систематику для базальтов различных обстановок. Они обосновали линию ΔNb, где ΔNb = log(Nb/Y)+1.74-1.92log(Zr/Y). На диаграмме Nb/Y - Zr/Y фигуративные точки составов глубинных магм лежат выше линии ΔNb, в то время как точки относительно малоглубинных расплавов ложатся ниже. В дальнейшем, основываясь на больших объёмах данных, Nb-Zr-Y изучали многие авторы (Kerr et al. 2000, Baksi, 2001, Condie, 2005). Позднее К. Конди (Condie, 2015) дополнил эту систему парой элементных отношений Nb/Th-Zr/Nb. Классификационные диаграммы К. Конди подходят для определения источников пород толеитовой серии. Они позволяют не только дискриминировать глубинные и малоглубинные источники, но также предположить, к какому мантийному резервуару (PM, DM, DEP, EN) относился источник.

Для определения мантийного источника базальтовых расплавов, Джулиан Пирс предложил использовать систему Th/Nb-TiO₂/Yb (Pearce, 2021). Его система, основанная на численных петрологичесих моделях и большом количестве аналитических данных, позволяет оценить вклад в расплав плюмовых компонент и субдукционно-изменённой литосферной мантии. Ограничением для использования своей дискриминационной диагаммы Пирс поставил условие, что расплав не притерпел существенных фракционирования или контаминации после отделения от протолита. Для того, чтобы выполнить это условие, химический состав породы должен удовлетворять следующим требованиям: $0,272*Log(Nb/Y) - 1,5528-Log(Zr/Ti) \ge 0$ (для пород, содержание MgO в которых менее 8%) (Pearce, 1996); и 8,667-Log(Th)-0,278Co < 0 (Hastie et al., 2007), где содержания взяты в ppm. Все значения, использованные при построении диаграммы Пирса в рамках дисертационного исследования, удовлетворяют этим требованиям.

Определив характеристики мантийного источника, далее необходимо создать модель образования и эволюции расплава на основании особенностей химического состава пород каждого этапа. Модель образования примитивного базальтового расплава при сухом плавлении мантийного перидотита была предложена ещё Йодером (Origin of.., 1962). Такая модель применима к породам первого и четвёртого этапов. Процессы образования высокомагнезиальных пород среднего состава были детально изучены Дж. Пирсом и М. Риганом (Pearce, Reagan, 2019), принципы, заложенные в их работе, применимы для изучения

происхождения пород второго этапа. Модели образования анортозитов предлаогали многие исследователи (Emslie, 1978; Farm, Longey, 1992; Ashwal, Myers 1994; Duchesne et al., 1999). На основе работы Л.Д. Эшвела и Дж.С. Маерса была составлена модель образования пород третьего этапа. Детально все модели описаны ниже в соответствующих разделах.

Далее для составленных моделей необходимо определить РТ параметры образования расплава. Для определения давления при образовании базальтового расплава (в сухих условиях) К. Херцберг предложил в 1995 году использовать содержание Al₂O₃ и отношение CaO/Al₂O₃ (Herzberg, 1995). Согласно приведённым им формулам, содержание в расплаве Al₂O₃(вес.%) = 22,8581-4,011P+0.2703P²-0.0061P³, CaO(вес.%) = 16,0811-2,0724P+0.1322P²-0.0061P³, где P – давление в ГПа. Такой способ определения давления подходит для пород, расплавы которых не претерпели значительных изменений из-за процессов фракционирования или контаминации. Для древнейших базальтов Карелии этот метод был использован ранее и другими исследователями (Светов, Смолькин, 2002).

Зная давление, при котором происходило плавление протолита, можно приблизительно оценить температуру, используя значения солидуса того или иного протолита на данной глубине. Для расчетов использованы результаты экспериментов различных авторов (Herzberg, 1983; Conceica^o, Green, 2003; Green, 2015), наиболее соответствующие составленным моделям.

В тех случаях, когда породы несут геохимические признаки контаминации, оценить её степень позволяет использование моделей AFC (De Paolo, 1980) или Б-М. Джана (Jhan et al., 2000). Для пород второго и третьего этапов эти расчеты проводились, но не дали заслуживающего доверия результата.

Петрология габбро первого этапа

В предыдущей главе было показано, что раннее габбро по своим геохимическим параметрам аналогично базальтам Палаламбинского зеленокаменного пояса, что косвенно подтверждает их комагматичность. Геологическое строение района Палой Ламбы, вкупе с особенностями химического состава позволяет предполагать, что дайка ранних габбро является подводящим каналом для базальтов зеленокаменного пояса. Базальты преобладают в разрезе коматиит-базальтовой ассоциации пород Палой Ламбы, что указывает на большой объём образовавшейся магмы.

Раннее габбро Палой Ламбы относится к породам толеитовой серии, что позволяет применить к ним Nb-Zr-Y систематику, предложенную К. Конди (Condie 2005). На диаграмме

Конди (Рисунок 5.1) фигуративные точки составов габбро (и комагматичных им базальтов) попадают в поле базальтов океанических плато, они расположены вокруг точки состава примитивной мантии. То, что источник магмы базальтов архейских зеленокаменных поясов близок по химическому составу к примитивной мантии также показал К. Конди (Condie et al. 2016). С такими характеристиками источника хорошо согласуются особенности химического состава габбро, рассмотренные в предыдущей главе. «Плоский» характер распределения редких элементов позволяет говорить о высоких степенях плавления протолита: – 20% и более. Присутствие коматиитовых потоков в разрезе базальтов говорит о том, что степень плавления протолита могла достигать 30-35%.



Рисунок 5.1. Положение образцов габбро первого этапа и базальтов зеленокаменного пояса на диаграмме Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005). Сокращения: **PM** – примитивная мантия; **DM** – малоглубинная деплетированная мантия; **DEP** – глубинная деплетированная мантия; **EM** - обогащённый компонент; **REC** – рециклорованный компонент; LIP – большие изверженные провинции; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты серединно-океанических хребров; ARC – базальты островных дуг. Составы по: (Weaver, 1991; Condie, 2003).



Рисунок 5.2. Эволюция изотопного состава Nd в ранних габбро Палой Ламбы. Линии эволюции изотопного состава Nd приведены по работам (DePaolo, 1981; Goldshtain, Jacobson, 1988).

В то же время изотопный состав Nd характеризуется высокими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$, лежащими выше линии DM по Де Паоло (DePaolo, 1981; Neodymium isotope... 1988), и со временем значение ε_{Nd} растёт. Высокое положительное значение $\varepsilon_{Nd}(t)$ указывает на обеднённый неодимом источник. Таким источником может служить мантия (рестит), прежде испытавшая частичное плавление. Исследуя различные мантийные резервуары, К. Конди (Condie et al. 2016) приходит к выводу, что для резервуаров ЕМ и DM в архее химический состав будет приблизительно соответствовать рассчитанному составу примитивной мантии. Принимая во внимание его выводы можно заключить, что химический состав источника габбро этого этапа, соответствующий PM, не противоречит деплетированному изотопному составу Nd. Характер наклона линии эволюции изотопного состава неодима указывает на более низкое отношение Nd/Sm в породе, чем в примитивной мантии. Вероятно, это является следствием высокой степени плавления деплетированного источника.



Рисунок 5.3. Положение точек анализов габбро первой группы и базальтов Палаламбинского зеленокаменного пояса на диаграмме Al₂O₃-CaO/Al₂O₃ с линией давлений, рассчитанной по данным К. Херцберга (Herzberg, 1995).

На диаграмме, предложенной К. Херцбергом (Рисунок 5.3), точки составов габбро и базальтов, наиболее близко расположенные к кривой составов расплава, попадают в диапазон давлений 2,5-3.2 ГПа, что соответствует глубинам в 75-100 км. Согласно модели плавления лерцолитовой мантии, предложенной им же (Herzberg, 1983), на таких глубинах сухой солидус лерцолитовой мантии при полученных давлениях соответствует температуре около 1500С°.

Таким образом, условия плавления мантийного источника в этот этап можно характеризовать, как сухое 20-30% плавление гранатового лерцолита на глубинах 75-100км при температуре, превышающей 1500 С°.

Петрология высокомагнезиальных габбро и диоритов второго этапа.

Как было показано в предыдущей главе, распределение редких элементов указывает на образование расплава габбро и диоритов второй группы в присутствии воды. На диаграмме К. Конди (Рисунок 5.4) фигуративные точки составов пород этой группы располагаются ниже линии ΔNb, вокруг источника EN, который К. Конди интерпретирует, как компонент верхней коры или литосферной мантии (Condie, 2005).



Рисунок 5.4. Положение образцов пород второго этапа на диаграмме Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005). Сокращения: **PM** – примитивная мантия; **DM** – малоглубинная деплетированная мантия; **DEP** – глубинная деплетированная мантия; **EM** - обогащённый мантийный источник; **EN** – обогащённый компонент; **REC** – рециклорованный компонент; LIP – большие изверженные провинции; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты серединно-океанических хребров; ARC – базальты островных дуг. Составы по: (Weaver, 1991; Condie, 2003).



Рисунок 5.5. Положение точек состава габбро и диоритов второй группы на диаграмме Nb/Th-Zr/Nb (Condie, 2015). Сокращения: **PM** – примитивная мантия; **DM** – малоглубинная деплетированная мантия; **EM** - обогащённый мантийный источник; **REC** – рециклированный комп -онент; DM – поле базальтов деплетированного мантийного источника; EN – поле базальтов обогащённого мантийного источника; HM – поле базальтов гидратированного мантийного источника.

На диаграмме Zr/Nb-Nb/Th (Condie, 2015) (Рисунок 5.5) фигуративные точки попадают в поле источника HM – гидратированной мантии, также вокруг компонента EN. Это хорошо согласуется с особенностями распределения редких элементов (отрицательной ниобиевой и титановой аномалиями), характерными для источника, при плавлении которого в рестите остаётся амфиболит и/или биотит.



Рисунок 5.6. Эволюция изотопного состава Nd пород второго этапа. Линия эволюции изотопного состава Nd приведена по (DePaolo, 1981).

Характеристики Sm-Nd изотопной системы (Рисунок 5.6) указывают на образование расплава из обогащённого источника. є_{Nd}(t) имеет слабоотрицательные значения (-0.1 - -1.9). Проблематику образования высококремнистых высокомагнезиальных пород рассматривали Дж. Пирс и М. Риган (Pearce, Reagan 2019). Для дискриминации таких пород они предложили следующую методику. Сначала химический состав главных элементов пересчитывается по следующей формуле: $C_r = C_0 \times 100/ [T-L-0.11F(1-r)]$, где C_r – пересчитанное значение, C_0 – исходное значение, Т – сумма оксидов и потерь при прокаливании, L – потери при прокаливании, F – измеренное содержание Fe₂O₃ и r – отношение FeO/ Fe₂O₃ в исходном расплаве. Полученные значения выносятся на бинарные диаграммы MgO-SiO₂ и MgO-TiO₂. Для дискриминации пород, содержание MgO в которых превышает 8%, Дж. Пирсом и М. Рейганом предложена диаграмма Si8-Ti8, где значения вычисляются по формулам: Si8 = SiO₂+(MgO-8)/3.82, Ti8 = 42Ti₂O/(50-MgO). Петрологическое обоснование этих диаграмм основано на трендах эволюции состава расплава при различных давлениях и процентах плавления мантийного протолита. Все рассмотренные Дж. Пирсом и М. Рейганом модели изначально содержат в рестите орто- и клинопироксен, которые постепенно исчезают по мере увеличения доли расплава. Согласно их моделям составы магмы, полученной из протолита гарцбургитового или лерцолитового состава лежат в пределах диаграммы Si8-Ti8.



Рисунок 5.7. Классификационная диаграмма Дж. Пирса (Peace, Reagan 2019). А: 1 – бониниты, 2 – коматииты, 3 – пикриты, 4 – пикробазальты, 5 – базальты, 6 – базальтовые андезиты, 7 – андезиты, 8 – дациты, 9 – высокомагнезиальные андезиты; В: 1 – бониниты, 2 – коматииты, 3 – пикриты, 4 –базальты, 5 – высокомагнезиальные андезиты/БАДР; С: 1 – базальты, 2 – кремнистые высокомагнезиальные базальты (SHMB), 3 – низкотитанистые базальты (LOTI), 4 – бониниты.

Как видно на Рисунке 5.7, наиболее кислые разности пород этого этапа лежат правее поля бонинитов: при соответствующем для этих пород уровне MgO и TiO₂ они содержат больше кремнезёма. Такую особенность химического состава также можно объяснить метасоматозом мантийного протолита и наличием в рестите амфибола.

Эксперименты по плавлению метасоматизированной лерцолитовой мантии в 2004 году опубликовали Р.В. Консейсао и Д. Грин (Conceica^oo, Green, 2004). Согласно их работе солидус для насыщенного водой лерцолита лежит в районе 970-1000° С.

Анализируя состав габбро второго этапа, можно заключить,: что они отличаются крайне необычным химическим составом: при высоком содержании магния для них характерен тренд на повышение кремнезёма. Как показано в исследовании Дж. Пирса и М. Рейгана, получить такой состав путём плавления деплетированной гарцбургитовой мантии невозможно. Подтверждением этого вывода также является отрицательное значение $\varepsilon_{Nd}(t)$, в то время как для выплавок из деплетированной гарцбургитовой мантии (как для рестита более ранних магматических этапов) должны быть характерны положительные значения. Возможным путём получения такого расплава является плавление метасоматизированной мантии при наличии в рестите амфибола.

Петрология габбро-анортозитов третьего этапа

К настоящему времени в литературе предлагаются различные модели образования габбро-анортозитов в различных геологических обстановках (Emslie, 1978; Farm, Longey, 1992; Archean Crustal... 1994; Duchesne et al., 1999 Граниты рапакиви... 2011). Наиболее удовлетворяющей условиям образования габбро-анорозитов принята модель Л.Д. Эшвела и Дж.С. Маерса (Ashwal, L.D., Myers J.S, 1994), предложенная ими для анортозитовых интрузий зеленокаменных поясов. Описанные Л. Д. Эшвелом архейские анортозитовые интрузии занимают сходное геологическое положение с Остерской габбро-анортозитовой интрузией: они внедрялись в супракрустальные породы зеленокаменного пояса на позднем этапе его образования. Модель Л. Д. Эшвела и Дж.С. Маерса предполагает образование анортозитовых магм в две стадии. В первую стадию при частичном плавлении мантийного субстрата образуется расплав коматиитового состава, во вторую стадию в промежуточной магматической камере происходит фракционирование оливина и ортопироксена, вследствие чего в остаточном расплаве увеличиваются содержания кремнезёма и глинозёма. Как показано выше при описании химического состава пород, отношение (Gd/Yb)_n равно 1, что позволяет считать, что в процессе фракционирования первичного коматиитового расплава не принимал участие гранат, то есть давление при фракционировании не превышало 2 ГПа. Дифференцированное распределение ЛРЗЭ с (La/Sm)_n = 5-7 и La/Nb = 0.7-0.2 свидетельствует, что в условиях коры фракционированный высокоглиноземистый расплав был контаминирован веществом коры. Все перечисленные особенности габбро-анортозитов района оз. Остер позволяют применить модель Л.Д. Эшвела и Дж.С. Маерса с учётом ассимиляции расплавом пород коры. Согласно принятой модели для расчёта условий образования исходного расплава в качестве источника плавления выбран гранатовый лерцолит, состоящий из 60% оливина, 20% ортопироксена, 10% клинопироксена и 10% граната (Magma genesis..., 1977). Наиболее соответствующим принятой модели представляется 20% плавление гранатового лерцолита при давлении около 4 Гпа. Поскольку в процессе фракционирования первичного коматиитового расплава не принимал участие гранат, то последующее фракционирование оливина и ортопироксена происходило в соотношении 2:3 в промежуточной камере при давлении от 1.2 до 2.0 ГПа. Дальнейшая ассимиляция полученным расплавом тоналита происходила в коровых условиях, то есть при давлении менее или равным 1 ГПа. В качестве контаминанта в расчётах был использован состав мезоархейского тоналита фундамента из соседнего района Палой Ламбы (Арестова, Чекулаев, 2012, обр. 132), как, вероятно, наиболее распространённой породы в толще фундамента Водлозерского домена. Большой разброс параметров є_{Nd} (от 2 до -1.2) (Рисунок 5.8) не позволяет однозначно оценить степень контаминации расплава вмещающими породами с использованием моделей AFC (De Paolo, 1980) или Б-М. Джана (Jhan et al., 2000).



Рисунок 5.8. Эволюция изотопного состава Nd пород третьего этапа. Линия эволюции изотопного состава Nd приведена по (DePaolo, 1981).

В соответствии с полученными результатами для расчета количественной модели по содержанию породообразующих и редкоземельных элементов состав источника был принят равным значениям примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989). В расчетах использованы составы минералов из экспериментальной работы М. Дж. Вальтера (Walter, 1998). Для расчета равновесного частичного плавления по редким элементам была использована методика К.Аллегре и Дж.Минстера (Allegre, Minster, 1977). Коэффициенты распределения использованных в расчетах элементов взяты из работ Ф. А. Фрея и Д. МакКинзи (Fray, 1969; McKenzie, O'Nions, 1991). Для удобства визуализации расчеты проводились с концентрациями элементов, нормированными на CI (Boynton, 1984). В результате расчётов, проведённых по главным и редким элементам, получена модельная линия расплава, образованного при описанных выше параметрах. Результаты численных расчетов по концентрациям главных и редкоземельных элементов приведены в таблицах 5.2 и 5.3 соответственно и представлены на рисунке 5.9. Численная модель предполагает четыре стадии образования интрузии габбро-анортозитов. На первой стадии происходит 21% плавление мантийного лерцолита и отделение от мантии расплава коматиитового состава. На второй стадии в промежуточной магматической камере происходит фракционирование оливина (22%) и ортопироксена (78%) при степени фракционной кристаллизации 0.4. В результате отделения оливин-ортопирокенового кумулата исходно коматиитовый расплав обогащается глинозёмом, кремнезёмом и редкими землями, уменьшается его магнезиальность. На третьей стадии расплав

ассимилирует вмещающие ТТГ- породы (20% контаминация), в результате чего обогащается лёгкими редкими землями. На этой стадии химический состав модельного расплава приобретает основные черты состава образца габбро-анортозита за исключением выраженной европиевой аномалии. На заключительной стадии из модельного расплава кристаллизуется порода, состоящая из оливина (5%) клинопироксена (11%) ортопироксена (12%) и плагиоклаза (72%). На этой стадии кристаллизуется 99% расплава. Полученный модельный состав габбро-анортозита незначительно отличается от состава реальных анализов породы, выходя за пределы вариаций химического состава только по содержанию натрия, а полученный спектр распределения РЗЭ сохраняет все особенности распределения РЗЭ в реальных образцах пород интрузии. Ярко выраженная европиевая аномалия в породе является следствием кристаллизации плагиоклаза на последней стадии образования пород.

Плавление гранатового лерцолита									
	X0	0.6	0.2	0.1	0.1	F			
	x0	0.03	0.03	0.47	0.47	0.23			
	C1	Ol	Opx	Срх	Gran	Cl			
SiO2	45.05	40.09	56.1	55.14	42.7	48.8511			
TiO2	0.049	0	0.02	0.1	0.35	0.2121			
Al2O3	3.428	0.2	3.55	3.51	22.5	12.3231			
FeO	7.415	9.05	4.71	4.97	5.46	5.3149			
MnO	0.132	0.13	0.11	0.13	0.19	0.1576			
MgO	41.43	49.71	32.9	26.8	23.4	26.0638			
CaO	1.8	0.3	2.2	7.53	4.27	5.621			
Na2O	0.107	0	0.19	0.65	0.04	0.33			
Σ	99.411	99.48	99.8	98.83	98.8	98.8736			
Фракционирование Ol+Орх									
	x0	0.22	0.78		f	0.4			
	C1	Ol	Opx	Kum		Cl			
SiO2	48.8511	40.14	53.4	50.444		47.661939			
TiO2	0.2121	0	0.08	0.0624		0.4479266			
Al2O3	12.3231	0.22	7.05	5.5474		23.067371			
FeO	6.2149	8.74	5.25	6.0178		6.6786859			
MnO	0.1576	0.13	0.12	0.1222		0.2161414			
MgO	25.1638	49.97	31.5	35.54		9.8474085			
CaO	5.621	0.25	2.45	1.966		11.39025			
Na2O	0.33	0	0.13	0.1014		0.6902777			
Σ	98.8736	99.45	99.9	99.801		100			
		Контамин	ация						
	α	0.2							
	C1	C 132Ap10				Cl			
SiO2	47.66193932	67				51.529551			
TiO2	0.447926551	0.44				0.4463412			
Al2O3	23.06737107	16				21.653897			
FeO	6.678685918	3.62				6.0669487			
MnO	0.216141359	0.063				0.1855131			
MgO	9.847408509	1.53				8.1839268			
CaO	11.39024953	4.49				10.0102			
Na2O	0.690277742	4.34				1.4202222			
Σ	100	97.483				99.4966			

Таблица 5.2. Моделирование химического состава габбро-анортозитов по главным элементам

Примечание:

ХО - весовая часть минерала і в исходной твёрдой фазе

x0 - весовая часть минерала і в точке эвтектики

F - степень парциального плавления

f - степень фракционной кристаллизации α - степень контаминации

	Плавление мантийного субстрата										
	X0	0.6	0.2	0.1	0.1						
	x0	0.03	0.03	0.47	0.47				F=0.23		
	С мантии	Kp Ol	Kp Opx	Kp CPx	Kp Gran	норм.	D0	Р	C1		
La	0.62	0.047	0.02	0.056	0.001	0.31	0.04	0.03	2.37		
Ce	1.616	0.006	0.02	0.092	0.007	0.808	0.02	0.05	6.83		
Nd	1.2	0.006	0.03	0.23	0.026	0.6	0.04	0.12	5.06		
Sm	0.39	0.007	0.05	0.445	0.102	0.195	0.07	0.26	1.63		
Eu	0.146	0.007	0.05	0.474	0.24	0.073	0.09	0.34	0.61		
Gd	0.518	0.01	0.09	0.556	0.68	0.259	0.15	0.58	2.13		
Dy	0.644	0.013	0.15	0.582	1.98	0.322	0.29	1.21	2.62		
Er	0.42	0.026	0.23	0.583	4.7	0.21	0.59	2.49	1.70		
Yb	0.418	0.04	0.34	0.542	6.167	0.209	0.76	3.16	1.58		
Lu	0.064	0.045	0.42	0.506	6.95	0.032	0.86	3.52	0.23		
	Фракционирование Ol+Opx										
	X0	0.22	0.78					f=	0.4		
	x0	0	0								
	C_1	Kp Ol	Kp Opx				D0	C ₂ /C1	C_2		
La	2.37	0.047	0.02				0.03	12.59	3.90		
Ce	6.83	0.006	0.02				0.02	13.97	11.28		
Nd	5.06	0.006	0.03				0.02	13.87	8.32		
Sm	1.63	0.007	0.05				0.04	13.64	2.66		
Eu	0.61	0.007	0.05				0.04	13.72	1.00		
Gd	2.13	0.01	0.09				0.07	13.20	3.42		
Dy	2.62	0.013	0.15				0.12	12.75	4.11		
Er	1.70	0.026	0.23				0.19	12.28	2.58		
Yb	1.58	0.04	0.34				0.27	10.93	2.29		
Lu	0.23	0.045	0.42				0.34	10.11	0.32		
			К	онтамин	нация	1		1			
								α=0.2			
	C_2	С обр.132						C ₃ /C1	C ₃		
La	3.90	26.2						8.36	8.36		
Ce	11.28	56.3						20.29	20.29		
Nd	8.32	18.3						10.32	10.32		
Sm	2.66	3.3						2.79	2.79		
Eu	1.00	0.77						0.96	0.96		
Gd	3.42	2.83						3.30	3.30		
Dy	4.11	2.35						3.75	3.75		

Таблица 5.3. Моделирование химического состава габбро-анортозитов по редкоземельным элементам
Er	2.58	1.32						2.33	2.33
Yb	2.29	1.33						2.09	2.09
Lu	0.32	0.22						0.30	0.30
			Криста	аллизаци	ия массив	a			
	X0	0.05	0.12	0.11	0.72				
	x0							f =	0.99
	C ₃	Kp Ol	Kp Opx	Kp CPx	Kp PL		D0	C ₄ /C1	C_4
La	8.36	0.0004	0.001	0.002	0.27		0.19	16.14	5.00
Ce	20.29	0.0005	0.002	0.017	0.2		0.15	12.42	10.04
Nd	10.32	0.001	0.005	0.14	0.14		0.12	7.23	4.34
Sm	2.79	0.0013	0.015	0.32	0.11		0.12	5.99	1.17
Eu	0.96	0.0016	0.024	0.41	0.73		0.57	12.27	0.90
Gd	3.30	0.0015	0.03	0.46	0.066		0.10	4.82	1.25
Dy	3.75	0.0017	0.05	0.54	0.055		0.11	4.52	1.45
Er	2.33	0.0015	0.081	0.57	0.041		0.10	4.19	0.88
Yb	2.09	0.0015	0.14	0.6	0.031		0.11	3.89	0.81
Lu	0.30	0.0015	0.17	0.58	0.025		0.10	3.59	0.11

Примечание:

ХО - весовая часть минерала і в исходной твёрдой фазе

x0 - весовая часть минерала і в точке эвтектики

Кр - коэффициент распределения элемента ј в минерале і

Do - общий коэффициент распределения для ассоциации n минералов

Р - общий коэффициент распределения для минералов расплава

F - степень парциального плавления

f - степень фракционной кристаллизации

α - степень контаминации

C₁ - концентрация элемента ј в расплаве, отделённом от мантийного протолита (ppm)

C₂ - концентрация элемента ј в расплаве после фракционной кристаллизации (ppm)

С3 - концентрация элемента ј в расплаве, после контаминации (ppm)

С₄ - концентрация элемента ј в породе после кристаллизации массива (ppm)

С1- концентрация элемента ј в хондрите С1 [34]



Рисунок 5.9. Схематичное изображение последовательности процессов образования расплава габбро-анортозитов и спектры распределения REE расплава на разных этапах его формирования.

Образование исходного расплава габбро-анортозитов может быть описано в рамках модели Л.Д.Эшвела и Дж.С.Маерса при условиях 20% равновесного частичного плавления недеплетированного мантийного источника (при Р≥4Гпа) с образованием коматиитового расплава с последующим фракционированием 40% оливина и ортопироксена в соотношении 2:3 (при 2>P>1.2 Гпа) и 20% ассимиляцией тоналитов коры. Кристаллизация массивов происходила при давлении 3-5 Кбар с интенсивной кристаллизацией плагиоклаза и формированием положительных аномалий европия и стронция.

110

Петрология пород четвёртого этапа

Как было показано в предыдущей главе, химический состав поздних габбро района оз. Остер во многом сходен с составом габбро и базальтов первого магматического этапа. Это позволяет использовать аналогичный подход к определению условий образования пород данного этапа. На диаграмме К. Конди (Рисунок 5.10) фигуративные точки составов габбро даек и интрузий этого этапа попадают преимущественно в поле базальтов океанических плато.



Рисунок 5.10. Положение образцов габбро четвёртого этапа на диаграмме Nb/Y-Zr/Y(Condie, 2005). Сокращения: ARC – базальты островных дуг. Составы по: (Weaver, 1991; Condie, 2003).

По сравнению с габбро первого этапа для этих габбро характерна большая вариативность составов, заметная часть точек лежит ниже линии ΔNb в области деплетированного мантийного источника. Такие характеристики указывают на более деплетированный LREE источник. Отдельные точки тяготеют к источнику EN, что может быть результатом последующего фракционирования расплава.

Изотопный состав Nd характеризуется значениями $\varepsilon_{Nd(t)}$ 0,8-1,7 (Рисунок 5.11). Эти значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ лежат между линиями эволюции DM и примитивной мантии, что указывает на обеднённый неодимом источник. Таким источником может служить мантия, прежде испытавшая частичное плавление.



Рисунок 5.11. Эволюция изотопного состава Nd в породах четвёртого этапа.

В виду сходства пород первого этапа и поздних интрузий района оз. Остер, для определения условий образования их расплава был использован тот же подход, что и для пород первого этапа. На диаграмме К. Херцберга (Рисунок 5.12) точки составов габбро и базальтов, наиболее близко расположенные к кривой составов расплава, лежат в области давлений ~2,5-4 ГПа, что соответствует глубинам в 95-120 км. Согласно модели плавления лерцолитовой мантии, предложенной им же (Herzberg, 1983), на таких глубинах сухой солидус лерцолитовой мантии при полученных давлениях соответствует температуре 1500-1600С°. Таким образом, условия плавления мантийного источника на этом этапе можно охарактеризовать как сухое 20-30% плавление гранатового лерцолита на глубинах около 95-120 км при температуре, превышающей 1500 С°.



Рисунок 5.12. Положение точек анализов габбро четвёртой группы на диаграмме Al₂O₃-CaO/Al₂O₃ линией давлений, рассчитанной по данным К. Херцберга (Herzberg, 1995).

Источники базитовых расплавов

Как было показано в рамках данной главы, породы I III и IV этапов были образованы из глубинного мантийного источника, в систематике Конди точки составов этих пород лежат прееимущественно выше линии ΔNb (Рисунок 5.13). Для них характерны положительные или близкие к нулю значения ε_{Nd(t)}. В то же время состав пород II этапа демонстрирует признаки происхождения из гидротированного источника.



Рисунок 5.13. Сравнение составов пород на на диаграммах Nb/Th-Zr/Nb (Condie, 2015) (a) и Nb/Y-Zr/Y(Condie, 2005) (б).

Для оценки вклада разных магматических источников кроме петрогенетических диаграмм Конди, целесообразно использовать упомянутую в начале главы петрогенетическую диаграмму Дж. Пирса, использующую другие элементные отношения (Рисунок 5.14), (Pearce, 2021). Согласно систематике Пирса, базиты I III и IV этапов также являются продуктом плавления глубинного мантийного источника, в то время, как состав пород II этапа в значительной степени несёт следы «субдукционно изменённой литосферной мантии». Фактически, это согласуется с выводом о том, что протолитом пород II этапа была метасоматизированная литосферная мантия.



Рисунок 5.14. Сравнение составов пород на на диаграмме Th/Nb-TiO₂/Yb (Pearce, 2021). **PM** – примитивная мантия; **DM** – малоглубинная деплетированная мантия; **FM** – глубинная деплетированная мантия; **EM** – FM + рециклированное коровое вещество; **EM'** – FM + рециклированный рестит; SZLM – субдукционно модифицированная литосферная мантия; OPB – базальты океанических плато; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты серединно-океанических хребров. Для источников FM, EM и EM' приведены тренды плавления при давлении 3.5 ГПа.

Состав базитов I и IV этапа района оз. Остер тяготеют к источнику РМ и в целом соответствуют составам базальтов древнейших зеленокаменных поясов кратонов Каапваль, Пилбара и западной Гренландии, которые Пирс в своей работе приводит для сравнения. Фигуративные точки состава базитов IV этапа района Палой Ламбы на этой диаграмме лежат

правее основного множества точек, что, согласно его модели, может быть следствием низких степеней плавления того же мантийного источника, что и остерских пород этого этапа. Повышенные значения Th/Nb отношения могут быть связаны с присутствием в источнике рециклированного корового компонента, что согласуется с положением точек состава этих пород на диаграммах Конди.

Химический состав базитов III этапа района Палой Ламбы хоть и соответствует условиям, которые Пирс предъявляет к составам пород, используемых В его дискриминационной диаграмме, в действительности может быть искажен в результате процесса фракционирования расплава, как это было показано для габбро-анортозитов района оз. Остер. Тем не менее, как положение точки состава этих пород на диаграммах Конди, так и результат моделирования, приведённый выше, предполагает протолитом пород этого этапа астеносферную лерцолитовую мантию.

Выводы

Вышесказанное позволяет сформулировать третье защищаемое положение:

Ш IV I, Для И этапов ПО изотопному магм составу Nd источником расплава выступала деплетированная лерцолитовая обогашенная лля расплавов второго этапа источником была мантия. метасоматизированная литосферная мантия.

На основе проведённой оценки условий магмообразования для выделенных этапов базитового магматизма можно сделать выводы как о гетерогенности мантийного вещества, подвергнутого плавлению, так и о различиях в глубине зарождения расплава. Так, породы I, III и IV этапов, обладающие высоким Nb/Y и Nb/Th отношениями и положительными значениями кNd(t), являются продуктами плавления астеносферной лерцолитовой мантии. II этап магматизма происходил в иных условиях: Литосферная мантияплавилась в присутствии водного флюида.

Оценка Р-Т параметров плавлениямантийного протолита в каждый из этапов показана на Рисунке 5.15. Как видно на рисунке, плавление мантии в первый, третий и четвёртый этапы происходило в условиях температур и давлений, лежащих выше линии сухого солидуса (Green, 2015), причём условия плавления первого и четвёртого этапов сходны. Такие Р-Т параметры характерны для поднимающегося мантийного плюма. Условия магмообразования пород второго этапа указывают на принципиально иной режим магмогенерации. Р-Т параметры для этих магм находятся в области пересечения геотермы и линии водонасыщенного солидуса. Таким образом, причиной плавления мантии в этот этап могло служить появление водного флюида, а не дополнительный приток тепла.



Рис 5.15. Р-Т диаграмма Д. Грина (Green, 2015), на которой показаны параметры магмообразования для габбро четырёх выделенных магматических этапов.

Заключение

В результате проведённых исследований в районе западной окраины Водлозерского домена (в пределах Остерского и Палаламбинского зеленокаменных поясов) были изучены магматические тела основного и ультраосновного состава. На основании геологических наблюдений они были разделены на 4 разновозрастных магматических этапа. Сравнение химического состава выявило особенности, характерные для пород каждого этапа. Наличие сходств химического состава среди пород одного этапа и различий между породами разных этапов является аргументом, подтверждающим корректность выделения этапов. Из пород каждого этапа был выделен и изучен циркон. Измерение U-Th-Pb изотопной системы в цирконе позволило определить возраст выделенных магматических этапов равным 3.02, 2.89, 2.86 и 2.72 млрд лет.

Изучение химического состава базитов западной окраины Водлозерского домена позволило не только разделить их на группы, но и сделать выводы о происхождении их расплавов. Так. особенности состава пород первого, И четвёртого этапов (недифференцированное распределение REE, высокая магнезиальность) отражают высокие степени плавления мантийного протолита. Состав пород второго этапа (высокое La/Yb отношение, Ti-Nb-аномалия) указывает на их образование из метасоматизированного мантийного источника. Состав пород третьего этапа (вариации в степени обогащения HREE, различная направленность Еи аномалии) – на сложную эволюцию расплава.

Исходя из особенностей химического состава и геологических особенностей (наличия мегакристов плагиоклаза или признаков дифференциации расплава) были составлены модели образования и эволюции расплава пород каждого этапа. Для этих моделей были произведены расчеты Р-Т параметров. В результате было установлено, что в 1-й этап происходило плавление лерцолитовой мантии при 3 GPa и >1500°C, во 2-й этап – плавление метасоматизированной литосферной мантии при 2-3 GPa и 950-1100°C, в 3-й этап - плавление лерцолитовой мантии при 2-3 GPa и 950-1100°C, в 3-й этап - плавление лерцолитовой мантии при 2-3 GPa и 950-1100°C, в 3-й этап - плавление лерцолитовой мантии при 4 GPa и >1700°C и в 4-й этап - плавление гранатового лерцолита при 3-4 Gpa и 1500-1600°C.

Полученные данные позволяют детализировать историю формирования древнего Водлозерского домена и в дальнейшем будут использованы для сравнения с данными для других архейских образований Карельской провинции. Изучение геологических событий, связанных с плавлением мантии позволит создать надёжные геодинамические модели, что особенно актуально, учитывая существующую дискуссию относительно тектонических режимов, существовавших на Земле на ранних этапах её развития.

Список использованной литературы

1. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование. / С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова [и др.] // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 26-42.

2. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология) / В. П. Чекулаев, С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова [и др.] // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 2. – С. 138-167.

3. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / ред. В. А. Соколов. – Ленинград: Наука, 1981.

4. Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. / ред. К. О. Кратц. – Наука, 1978.

5. Геохимия и изотопный состав неодима позднеархейских высокомагнезиальных гранитоидов Костомукшского блока Западной Карелии, Балтийский щит. / С. Б. Лобач-Жученко, Н. С. Гусева, А. В. Коваленко, И. Н. Крылов // Геохимия. – 2005. – № 6. – С. 579-598.

6. *Герлинг* Э. К. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита / Э. К. Герлинг, А. А. Полканов // Геохимия. – № 8. – С. 695-716.

7. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / ред. С. Б. Лобач-Жученко. – Наука, 1988. – 211 с.

8. Коваленко А. В. Граниты окраины древнего Водлозерского блока (геология, геохимия, петрология. на примере района оз. Остер - Хижозеро) / А. В. Коваленко. – 2000. – 132 с.

9. Кратц К. О. Геология карелид Карелии / К. О. Кратц. – Изд-во Академии наук СССР, 1963.

10. Кратц К. О. Земная кора восточной части Балтийского щита / К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский. – Наука. – Ленинград, 1978.

11. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. / А. М. Ларин. – Наука, 2011.

12. *Левченков О. А.* Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / О. А. Левченков, С. Б. Лобач-Жученко, С. А. Сергеев // Изотопная геохронология докембрия. – Ленинград: Наука, 1989. – С. 63-72.

13. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, Л. В. Матвеева [и др.] // Доклады РАН. – 2012. – Т. 442. – № 1. – С. 67-73.

14. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино / С. Г. Скублов, Б. Ю. Астафьев, Ю. Б. Марин [и др.] // Доклады РАН. – 2011. – Т. 439. – № 6. – С. 795-802.

15. О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U-Pb методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, Г. А. Кучеровский [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 71. – С. 35-52.

16. Полканов А. А. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления / А. А. Полканов, Э. К. Герлинг // Труды ЛАГЕД АН СССР. – 1961. – № 12. – С. 7.

17. Ранний Докембрий Балтийского щита / ред. В. А. Глебовицкий. – Санкт-Петербург: Наука, 2005. – 710 с.

18. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии / С. Г. Скублов, С. Б. Лобач-Жученко, Н. С. Гусева [и др.] // Геохимия. – 2009. – № 9. – С. 958-971.

19. Саватенков В. М. Поведение изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, U-Pb) при щелочном метасоматозе / В. М. Саватенков, И. М. Морозова, Л. К. Левский // Геохимия. – 2004. – Т. 10. – С. 1027-1049.

20. Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита / С. А. Светов. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005.

21. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в Архее восточной части Феноскандинавского щита / С. А. Светов. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999.

22. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) / А. И. Слабунов. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.

23. *Светов С.А.* Мантийные термальные аномалии в раннем докембрии (3.1-1.9 млрдлет) Фенноскандии: ТР-параметры и эволюция во времени / Светов С.А., Смолькин В.Ф.// Материалы международного симпозиума Мантийные плюмы и металлогения. Москва. 2002. С.207-209.

24. Судовиков Н. Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии / Н. Г. Судовиков // Северная экскурсия. Карельская АССР МГК, ХУ11 сессия. – 1937. – С. 15-25.

25. Фор Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. – Москва: МИР, 1989. – 590 с.

26. Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, С. Б. Лобач-Жученко, Г. А. Кучеровский // Стратиграфия. – 2015. – Т. 23. – № 2. – С. 3-16.

27. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита / Л. Я. Харитонов. – Недра. – 1966.

28. *Allègre C. J.* Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes / C. J. Allègre, J. F. Minster // Earth and Planetary Science Letters. – 1978. – Vol. 38. – № 1. – P. 1-25.

29. Archean crustal evolution: Developments in Precambrian geology / ed. K. C. Condie. – Amsterdam; New York: Elsevier, 1994. – 11. - 528 p.

30. Arestova N A. Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian shield as a reflecthion of plume magmatism: Geochemical types and formathion stages / N. Arestova, S. Lobach-Zhuchenko, V. Chekulaev // Russian Journal of Earth Sciences. -2003. -Vol. 5. -No 3. -P. 145-163.

31. *Arndt N.* The oldest continental and oceanic plateaus: Geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara Craton, Australia / N. Arndt, G. Bruzak, T. Reischmann // Mantle plumes: their identification through time / eds. R. E. Ernst, K. L. Buchan. – Geological Society of America, 2001. – Vol. 352. P. 0

32. Ashwal L. D. Chapter 8 Archean Anorthosites / L. D. Ashwal, J. S. Myers // Developments in Precambrian Geology. – Elsevier, 1994. – Vol. 11. – P. 315-355.

33. *Baksi A. K.* Search for a deep-mantle component in mafic lavas using a NbYZr plot / A. K. Baksi // Canadian Journal of Earth Sciences. -2001. - Vol. 38. - N $_{2}$ 5. - P. 813-824.

34. *Bédard J. H.* Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics: Lid Tectonics / J. H. Bédard // Geoscience Frontiers. -2018. -Vol. 9. -N^o 1. -P. 19-49.

35. *Boynton W. V.* Chapter 3 - Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies / W. V. Boynton. – Text : electronic // Developments in Geochemistry: Rare Earth Element Geochemistry / ed. P. Henderson. – Elsevier, 1984. – Vol. 2. – Chapter 3 – P. 63-114

36. *Briqueu L*. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications / L. Briqueu, H. Bougault, J. L. Joron // Earth and Planetary Science Letters. -1984. - Vol. 68 - N 2. - P. 297-308.

37. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics / A. L. Perchuk, T. V. Gerya, V. S. Zakharov, W. L. Griffin // Nature. – 2020. – Vol. 586. – № 7829. – P. 395-401.

38. *Cawood P.* Precambrian Plate Tectonics: Criteria and Evidence Precambrian Plate Tectonics: Criteria and Evidence / P. Cawood, A. Kröner, S. Pisarevsky // GSA Today. – 2006. – Vol. 16. – Precambrian Plate Tectonics. – P. 4-10.

39. *Conceição R*. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite / R. Conceição // Lithos. – 2004. – Vol. 72. – № 3-4. – P. 209-229.

40. *Condie K. C.* A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga?: Lid Tectonics / K. C. Condie // Geoscience Frontiers. -2018. -Vol. 9. -A planet in transition. $-N \ge 1$. -P. 51-60.

41. Condie K. C. A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga: Geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites / K. C. Condie, R. C. Aster, J. van Hunen // Geoscience Frontiers. -2016. -Vol. 7. $-N_{2}$ 4. -P. 543-553.

42. *Condie K. C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? / K. C. Condie // Lithos. – 2005. – Vol. 79.– № 3-4. – P. 491-504.

43. *Condie K. C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time / K. C. Condie // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. $-2003. - Vol. 4. - N_{2} 1. - P. 1-28.$

44. *Condie K. C.* Mantle plumes and their record in earth history / K. C. Condie. – Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2001. – 306 p.

45. *Condie K. C.* Tracking the evolution of mantle sources with incompatible element ratios in stagnant-lid and plate-tectonic planets / K. C. Condie, C. K. Shearer // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2017. – Vol. 213. – P. 47-62.

46. *Condie K.* Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams / K. Condie // Precambrian Research. – 2015. – Vol. 266. – P. 587-591.

47. *Corfu F*. Atlas of Zircon Textures / F. Corfu // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2003. – Vol. 53. – № 1. – P. 469-500.

48. *DePaolo D. J.* Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes / D. J. DePaolo // Geochimica et Cosmochimica Acta. -1980. - Vol. 44. - N = 8. - P. 1185-1196.

49. *DePaolo D. J.* Neodymium Isotope Geochemistry: Minerals and Rocks. Vol. 20 / D. J. DePaolo; coll. P. J. Wyllie, A. El Goresy, W. Von Engelhardt, T. Hahn. – Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1988.

50. *DePaolo D. J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization / D. J. DePaolo // Earth and Planetary Science Letters. – 1981. – Vol. 53. – № 2. – P. 189-202.

51. Diffusion anisotropy of Ti in zircon and implications for Ti-in-zircon thermometry / E. M. Bloch, M. C. Jollands, P. Tollan [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 2022. – Vol. 578. – P. 117317.

52. Effects of thermal annealing and chemical abrasion on ca. 3.5Ga metamict zircon and evidence for natural reverse discordance: Insights for UPb LA-ICP-MS dating / D. Wiemer, C. M. Allen, D. T. Murphy, I. Kinaev // Chemical Geology. – 2017. – Vol. 466. – P. 285-302.

53. *Emslie R. F.* Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late proterozoic rifting of north America / R. F. Emslie // Precambrian Research. $-1978. - Vol. 7. - N_{\odot} 1. - P. 61-98.$

54. *Fram M. S.* Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthosite complexes / M. S. Fram, J. Longhi // American Mineralogist. – 1992. – Vol. 77. – \mathbb{N}_{2} 5-6. – P. 605-616.

55. *Frey F. A.* Rare earth abundances in a high-temperature peridotite intrusion / F. A. Frey // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1969. – Vol. 33. – № 11. – P. 1429-1447.

56. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia / S. B. Lobach-Zhuchenko, N. A. Arestova, V. P. Chekulaev [et al.] // Precambrian Research. – 1998. – Vol. 92. – N_{2} 3. – P. 223-250.

57. *Gerya T.* Precambrian geodynamics: Concepts and models / T. Gerya // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 25. – Precambrian geodynamics. – № 2. – P. 442-463.

58. *Goldstein S. J.*. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution / S. J. Goldstein, S. B. Jacobsen // Earth and Planetary Science Letters. – 1988. – Vol. 87. – N $_{2}$ 3. – P. 249-265.

59. *Green D. H.* Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle / D. H. Green // Physics and Chemistry of Minerals. -2015. -Vol. 42. $-N_{2} 2$. -P. 95-122.

60. *Halden N. M.* The fractal geometry of oscillatory zoning in crystals: Application to zircon / N. M. Halden, F. C. Hawthorne // American Mineralogist. $-1993. - Vol. 78. - N_{2} 9-10. - P. 1113-1116.$

61. *Hastie A.R.*, Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram / Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F. // J. Petrol. – 2007 Vol. 48 – P 2431-2357.

62. *Herzberg C*. Thermal history of the Earth and its petrological expression / C. Herzberg, K. Condie, J. Korenaga // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – Vol. 292. – № 1-2. – P. 79-88.

63. *Herzberg C.* Generation of plume magmas through time: An experimental perspective / C. Herzberg // Chemical Geology. $-1995. - Vol. 126. - N_{\rm P} 1. - P. 1-16.$

64. *Herzberg C. T.* Solidus and liquidus temperatures and mineralogies for anhydrous garnet-lherzolite to 15 GPa / C. T. Herzberg // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1983. – Vol. 32. – № 2. – P. 193-202.

65. *Hoskin P. W. O.* Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator / P. W. O. Hoskin, T. R. Ireland // Geology. – 2000. – Vol. 28. – № 7. – P. 627-630.

66. *Hoskin P. W. O.* The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis / P. W. O. Hoskin // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2003. – Vol. 53. – № 1. – P. 27-62.

67. *Huhma*, *H*. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. Geological Survey of Finland, Special / Huhma, H.,Mänttäri, I., Peltonen, P., Kontinen, A., Halkoaho, T., Hanski, E., ... & Whitehouse, M // Espoo: Geological Survey of Finland, 2012. – 54. – P. 74-175.

68. *Jahn B.* Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic / B. Jahn, F. Wu, B. Chen // Episodes. -2000. - Vol. 23. - N $_{2}$ 2. - P. 82-92.

69. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks / L. S. Jensen // Ontario Division of Mines, MP. – 1976. – Vol. 66.

70. Kerr A. C., R. V. White, A. D. Saunders. LIP Reading: Recognizing Oceanic Plateaux in the Geological Record / A. C. Kerr, R. V. White, A. D. Saunders // Journal of Petrology. -2000. - Vol. 41. - LIP Reading. $-N_{0}$ 7. - P. 1041-1056.

71. Le Maitre R. W. Igneous Rocks: a classification and glossary of terms recommendations of the international union of geological sciences, subcommission on the systematics of igneous rocks. Igneous Rocks / R. W. Le Maitre. - 2nd ed. - Cambridge: Cambridge university press, 2002.

72. *Ludwig K. R.* User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication. Vol. 4 / K. R. Ludwig. -2. – Berkeley Geochronology Center, 2003. – 70 p.

73. Magma Genesis 1977. Proceedings of the American Geophysical Union Chapman Conference on Partial Melting in the Earth's Upper Mantle. // State of Oregon Department of Geology and Mineral Industries Bulletin 96 Proceedings of the American Geophysical Union Chapman Conference on Partial Melting in the Earth's Upper Mantle. / ed. J. B. Henry. – 1977.

74. *McKenzie D*. Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations / D. McKenzie, R. K. O'Nions // Journal of Petrology. – 1991. – Vol. 32. – № 5. – P. 1021-1091.

75. *Pearce, J.A.*, A user's guide to basalt discrimination diagrams.// Geological Association of Canada Short Course Notes. 1996 12, pp. 79–113.

76. *Pearce J. A.*, Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics / J. A. Pearce, M. K. Reagan // Geosphere. $-2019. - Vol. 15. - N_{\text{P}} 4. - P. 1008-1037.$

77. *Pearce J. A.*, LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record/ Pearce, J. A., Ernst, R. E., Peate, D. W., & Rogers, C //Lithos. – 2021. – T. 392. – P 2-10

78. *Piper J. D. A.* Dominant Lid Tectonics behaviour of continental lithosphere in Precambrian times: Palaeomagnetism confirms prolonged quasi-integrity and absence of supercontinent cycles: Lid Tectonics / J. D. A. Piper // Geoscience Frontiers. $-2018. - Vol. 9. - N_{2} 1. - P. 61-89.$

79. Relationship among titanium, rare earth elements, U–Pb ages and deformation microstructures in zircon: Implications for Ti-in-zircon thermometry / N. E. Timms, P. D. Kinny, S. M. Reddy [et al.] // Chemical Geology. $-2011. - Vol. 280. - N_{0} 1. - P. 33-46.$

80. Reliability of LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons with high U concentrations: A case study from the U-bearing Douzhashan Granite in South China / K.-D. Zhao, S.-Y. Jiang, H.-F. Ling, M. R. Palmer // Chemical Geology. – 2014. – Vol. 389. – P. 110-121.

81. *Richter F. M.* Regionalized models for the thermal evolution of the Earth / F. M. Richter // Earth and Planetary Science Letters. -1984. -Vol. 68. $-N_{2} 3$. -P. 471-484.

82. *Sederholm J. J.* Precambrian of Fennoscandia, with Special Reference to Finland / J. J. Sederholm // Geological Society of America Bulletin. – 1927. – Vol. 38. – № 4. – P. 813-836.

83. Sun S. -s. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. -s. Sun, W. F. McDonough // Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – Vol. 42. – \mathbb{N} 1. – P. 313-345.

84. The Archaean of the Karelia Province in Finland: Special paper / Geological Survey of Finland / ed. P. Hölttä. – Espoo: Geological Survey of Finland, 2012. – 54. – 253 p.

85. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites / J. c. Duchesne, J. p. Liégeois, J. Vander Auwera, J. Longhi // Terra Nova. – 1999. – Vol. 11. – № 2-3. – P. 100-105.

86. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution: The lithosphere and beyond: a multidisciplinary spotlight / W. L. Griffin, E. A. Belousova, C. O'Neill [et al.] // Lithos. – 2014. – Vol. 189. – P. 2-15.

87. Thermal and chemical structure of the Iceland plume / J. G. Fitton, A. D. Saunders, M. J. Norry [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 1997. – Vol. 153. – № 3-4. – P. 197-208.

87. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations / B. Fu, F. Z. Page, A. J. Cavosie [et al.] // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2008. – Vol. 156. – № 2. – P. 197-215.

89. *Väyrynen H.* Ueber die Stratigraphie der karelishen Formationen / H. Väyrynen // Bull. de la Com. Géol. de Finl. – 1933. – № 101. – P. 18-20.

90. *Walter M. J.* Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere / M. J. Walter // Journal of Petrology. – 1998. – Vol. 39. – № 1. – P. 29-60.

91. Warr L. N. IMA–CNMNC approved mineral symbols / L. N. Warr // Mineralogical Magazine. – 2021. – Vol. 85. – № 3. – P. 291-320.

92. *Watson E. B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile / E. B. Watson, D. A. Wark, J. B. Thomas // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2006. – Vol. 151. – № 4. – P. 413-433.

93. Weaver B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints / B. L. Weaver // Earth and Planetary Science Letters. $-1991. - Vol. 104. - N \ge 2. - P. 381-397.$

94. Wyman D. Do cratons preserve evidence of stagnant lid tectonics? / D. Wyman // Geoscience Frontiers. – 2018. – Vol. 9. – № 1. – P. 3-17.

95. *Yoder H. S.* Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems / H. S. Yoder, C. E. Tilley // Journal of Petrology. – 1962. – Vol. 3. – № 3. – P. 342-532.

Приложение 1. Публикации по теме диссертационного исследования

Статьи в рецензируемых журналах

1. *Кучеровский* Г. А. Геология, петрология и возраст габброанортозитов района озера Остер (Водлозерский домен, Карельская провинция) / Г. А. Кучеровский, Н. А. Арестова // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 73. – С. 24-37.

2. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, Л. В. Матвеева [и др.] // Доклады РАН. – 2012. – Т. 442. – № 1. – С. 67-73.

3. О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U-Pb методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, Г. А. Кучеровский [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 71. – С. 35-52.

4. Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, С. Б. Лобач-Жученко, Г. А. Кучеровский // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2015. – Т. 23. – № 2. – С. 3-16.

5. Изменение условий формирования континентальной коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею: результаты геохимических исследований / В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова, Г. А. Кучеровский // Стратиграфия. Геологическая корреляция – 2018. – № 3. – С. 3-23.

Монографии

1. Об интерпретации результатов датирования архейских пород U-Pb методом по циркону на основе геологических и геохимических данных на примере Карельской провинции / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, С. Г. Скублов [и др.] // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / ред. В. А. Глебовицкий, Ш. К. Балтыбаев. – Санкт-Петербург : Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, . – С. 278-298.

Материалы конференций

1. Арестова Н. А. О соответствии геологических и возрастных (U-Pb по циркону) данных для ряда архейских пород Водлозерского домена, Карелия / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, Г. А. Кучеровский // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы». – Санкт-Петербург, 2015. – С. 33-35.

2. Геология, петрология и возраст архейских мафитовых даек в районе Палой Ламбы / Г. А. Кучеровский, Н. А. Арестова, Л. В. Матвеева [и др.] // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы конференции памяти Г.М.Саранчиной и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга – СПбГУ, 2012. – Т. 1. – С. С.353-355.

3. Изменение химического состава магматических пород при переходе от архея к протерозою на примере Карельской провинции Фенноскандинавского щита / В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова, Г. А. Кучеровский // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) – Иркутск : Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. – Т. 3. – С. 208-210.

4. Корреляция архейских событий Водлозерского домена в свете новых геолгических и изотопных данных / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы конференции памяти Г.М.Саранчиной и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга – СПбГУ, 2012. – Т. 1. – С. 46-49.

5. Кучеровский Г. А. Геология, петрология и возраст позднего дайкового комплекса Остерской зеленокаменной структуры (Сегозерско-Ведлозерский зеленокаменный пояс, Водлозерский домен, Карелия) // Сборник материалов IX Всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка, 2018. С. 49-50. / Г. А. Кучеровский // Сборник материалов IX Всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка, 2018. С. 49-50. / Г. А. Кучеровский // Сборник материалов IX Всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». – Черноголовка, 2018. – С. 49-50.

6. *Кучеровский* Г. А. Моделирование условий образования Остерской интрузии габброанортозитов (сегозерско-ведлозерский зеленокаменный пояс, Водлозерский домен, Карелия) и основные геологические выводы. / Г. А. Кучеровский // Материалы XXIV конференции молодых учёных памяти К.О.Кратца. – Апатиты, 2013. – С. 59-62.

7. Кучеровский Г. А. Геология, петрология и возраст архейских даек среднего и основного состава в комплексе фундамента в районе Палой Ламбы / Г. А. Кучеровский, Л. В. Матвеева // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIII молодёжной научной школы-конференции памяти К.О.Кратца. – Петрозаводск, 2012. – С. 39-41.

8. *Кучеровский* Г. А. Моделирование условий образования неоархейского дайкового комплекса остерской структуры (сегозерско-ведлозерский зеленокаменный пояс, водлозерский домен, карелия) и основные геологические выводы. / Г. А. Кучеровский // Материалы XXV конференции молодых учёных памяти К.О.Кратца. – Санки-Петербург, 2014. – С. 113-115.

9. О границе мезо-и неоархея в Водлозерском домене Карельской провинции / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, Г. А. Кучеровский, Ю. С. Егорова // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Материалы конференции. – Москва, 2018. – С. 27-30.

10. Особенности формирования коры Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею / В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова, Г. А. Кучеровский // Материалы XII Всероссийского петрографического совещания «Петрография магматических и метаморфических горных пород». – Петрозаводск, 2015. – С. 517-518.

11. Эволюция состава и источников основных и ультраосновных пород при переходе от неоархея к палеопротерозою в Карельской провинции, Балтийский щит / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, Ю. С. Егорова, Г. А. Кучеровский // Этапы формирования и развития палеопротерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. – Санкт-Петербург : Своё издательство, 2019. – С. 23-25.

Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
76	1	Amp	1	48.74	0.75	7.34	0.15	16.15	0.54	12.13	12.59	1.17	0.31					0.13						100
76	1	Ep	2	38.92	0.11	27.67	0.19	7.21			25.9													100
76	1	Amp	3	48.8	0.73	7.96		16.69	0.25	11.77	12.45	0.87	0.49											100
76	1	Chl	4	33.26		24.22	0.17	21.22	0.43	20.45	0.1		0.15											100
76	1	Amp	5	51.91	0.19	5.32	0.38	12.73	0.35	14.66	13.73	0.61	0.12											100
76	1	Chl	6	29.74		24.54	0.26	24.3	0.45	20.71														100
76	1	Chl	7	31.02		24.16		23.65	0.34	20.83														100
76	1	Chl	8	30.38		24.17		23.85	0.4	21.2														100
76	1	Ttn	9	31.06	37.52	2.14		0.75	0.04		28.48													100
76	1;1	Pl	11	62.25		24.32					4.87	8.55	0.01											100
76	1;1	Pl	12	57.64		27.01		0.42			8.3	6.57	0.06											100
76	1;1	Pl	13	57		27.22		0.28			8.84	6.64	0.02											100
76	2	Pl	15	62.08		24.14					4.8	8.94	0.04											100
76	2	Pl	16	60.23		25.42					6.58	7.77												100
76	2	Pl	17	60.73		25.15					6.09	7.94	0.09											100
76	2	Pl	18	61.95		23.97					5.22	8.69	0.17											100
76	2	Ms	19	49.49	0.06	36.17		1.48		1.52		0.08	11.21											100
76	2	Ep	20	39.46		27.33		7.49	0.14		25.59													100
33	1	Amp	1	50.35	0.42	8.32		14.38	0.36	12.6	12.61	0.65	0.31											100
33	1	Amp	2	44.79	0.42	14.87		16.52	0.35	8.69	12.93	1.14	0.3											100
33	1	Amp	3	54.96	0.06	1.89		12.75	0.4	16.26	13.6	0.08												100
33	1	Amp	4	49.47	0.7	7.7		15.34	0.11	12.61	13.07	0.66	0.33											100
33	1	Amp	5	44.69	0.43	14.17		16.94	0.27	8.82	13.05	1.23	0.4											100
33	1	Fsp	6	64.73		18.51							16.76											100
33	1	Pl	7	60.68		24.37		0.16			6.27	8.52												100
33	1	Pl	8	61.16		24.84					5.78	8.16	0.06											100
33	1	Ttn	9	31.88	36	2.98		1.37	0.16	0.37	27.24													100
33	2	Amp	10	50.11	0.54	6.87		15.71	0.19	12.83	12.89	0.59	0.27											100
33	2	Amp	11	49.03	0.72	8.08		16.22	0.42	11.62	12.81	0.72	0.37											100
33	2	Amp	12	50.37	0.78	7.5		15.36	0.19	12.06	12.66	0.76	0.32											100
33	2	Amp	13	46.26	0.34	12.87		16.3	0.35	9.89	12.86	0.92	0.2											100
33	2	Fsp	14	64.57		18.8							16.63											100
33	2	Pl	15	65.37		21.77					2.31	10.5	0.05											100
33	2	Pl	16	60.55		24.87					6.31	8.27												100

Приложение 2.	(продолжение)
---------------	---------------

Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	C1	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
34	1	Amp	1	58.19	0.09	0.61		4.95	0.18	21.93	13.9	0.14	0.01											100
34	1	Amp	2	52.8	0.2	6		6.41	0.17	19.37	13.6	1.12	0.33											100
34	1	Amp	3	49.05	0.39	8.23		10.69	0.15	16.27	13.39	1.35	0.49											100
34	1	Amp	4	54.37	0.23	2.97	0.39	7.86		19.33	14.02	0.69	0.14											100
34	1	Amp	5	52.38	0.24	5.37	0.89	7.06	0.19	18.75	13.97	0.99	0.16											100
34	1	Amp	6	53.58	0.2	4.28	0.28	8.46	0.09	18.45	13.85	0.75	0.06											100
34	1	Amp	7	49.56	0.43	8.32		8.22	0.08	17.78	13.81	1.38	0.42											100
34	1	Chl	8	34.45		20.07	0.25	16.72	0.23	28.28														100
34	1	Chl	9	34.63		19.22	0.79	17.5	0.29	27.57														100
34	1	Chl	10	36.33		16.29		16.06	0.12	31.2														100
34	1	Ilm	11		66.42			32.7	0.88															100
34	2	Amp	12	58.89		0.12	0.15	5.61	0.04	22.16	13.03													100
34	2	Amp	13	50.56	0.35	6.76	0.06	9.47	0.16	17.42	13.59	1.26	0.37											100
34	2	Amp	14	48.39	0.46	9.15	0.22	10.7	0.06	15.72	13.12	1.54	0.63											100
34	2	Amp	15	49.67	0.25	8.68	0.35	6.72		19.19	13.16	1.55	0.43											100
34	2	Amp	16	58.14		0.71	0.04	4.79		22.23	14.05	0.03	0.01											100
34	2	Amp	17	58.24	0.01		0.05	6.72	0.2	20.83	13.9		0.05											100
34	2	Chl	18	34.54		19.67	0.28	17.03	0.12	28.37														100
34	2	Chl	19	33.67		20.98		17.25	0.24	27.87														100
34	3	Mag	20	0.89			6.6	91.26													1.25			100
34	3	Ilm	21		55.76			40.51	3.73															100
34	3	Ilm	22		56.35			36.05	7.6															100
34	3	Mag	23	1.09			6.95	90.89	0.14												0.93			100
34	3	Ilm	24	0.23	67.1			32.13	0.54															100

Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
58	1	Ep	1	38.85		22.49		13.92	0.2		24.54													100
58	1	Amp	2	47.5	0.31	7.87		20.7	0.15	9.57	12.13	1.33	0.45											100
58	1	Amp	3	55.4		1.28		15.58	0.17	14.17	13.19	0.21												100
58	1	Ttn	4	30.41	39.4	0.72		0.87	0.02		28.58													100
58	1	Amp	5	47.29	0.57	7.56		20.19	0.27	9.72	12.69	1.27	0.43											100
58	1	Ilm	6	0.21	52.35			43.25	3.98		0.21													100
58	1	Ttn	7	30.22	39.17	1.09		0.9			28.62													100
58	1	Pl	8	65.96		21.54					1.7	10.71	0.09											100
58	1	Pl	9	67.88		20.22		0.24			0.48	11.18												100
58	1	Pl	10	68.03		19.95					0.67	11.35												100
58	1	Mag	12					100																100
58	2	Amp	15	51.14	0.16	4.63		18.53	0.45	11.7	12.57	0.65	0.18											100
58	2	Amp	16	44.84	0.68	9.57		22.24	0.16	8.58	12.14	1.27	0.52											100
58	2;1	Amp	19	41.73	1.86	11.36		23.13	0.38	7.36	12.21	1.18	0.65					0.15						100
58	2;1	Amp	20	42.43	1.5	12		22.63	0.31	7.13	11.79	1.51	0.56					0.14						100
58	3	Pl	24	66.73		20.99					1.09	11.19												100
58	3	Pl	25	67.79		20.31					0.53	11.04	0.33											100
58	3	Amp	26	44.01	0.57	10.47		22.88	0.36	7.28	12.25	1.25	0.81					0.13						100
58	3	Ep	27	38.22	0.21	23.12		13.9	0.02		24.54													100
58	3	Amp	28	51.73	0.29	3.47		17.14	0.33	13.74	12.53	0.59	0.18											100
58	3	Amp	30	54.52	0.08	1.15		16.1	0.4	14.74	12.82	0.17	0.02											100
58	3	Amp	31	42.7	0.57	11.02		23.54	0.38	7.39	12.39	1.22	0.79											100
4	1	Amp	4	55.31	0.05	2.37		9.11	0.32	19.06	13.7	0.05	0.03											100
4	1	Amp	5	53.54	0.19	6.2		10.74	0.14	15.66	13.19	0.31	0.03											100
4	1	Amp	6	55.29		3.47		9.66	0.17	18.98	12.35	0.08												100
4	1	Chl	8	30.1		25.19		21.07	0.31	23.32														100
4	1	Pl	10	61		24.56					5.84	8.41	0.19											100
4	1	Pl	11	60.49		24.91					6.24	8.29	0.07											100
4	2	Amp	13	51.23	0.3	7.04		12.07	0.37	14.69	12.85	1.39	0.06											100
4	2	Amp	14	56.18		1.66		8.78	0.27	19.07	13.89	0.11	0.04											100
4	2	Amp	15	51.73	0.61	7.14		12	0.24	14.96	12.2	0.95	0.17											100
4	2	Amp	16	56.45	0.17	1.64		9.16	0.2	18.63	13.57	0.16	0.02											100
4	2	Pl	17	61.4		24.31					5.86	8.29	0.14											100
4	2	Pl	18	60.98		24.77					6.21	7.94	0.1											100
4	2	Chl	19	33.32		23.06		19.89	0.4	22.93	0.4													100
4	2	Ep	20	38.56		23.34		12.46	0.08	0.11	25.45													100
4	2	Mag	21	8.9		3.47		80.85	0.21		0.42									1.11			5.04	100

Приложение 2. (продолжение)

Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
29	1	Amp	1	59.2	0.07			3.8	0.03	22.79	14.11													100
29	1	Amp	2	58.85	0.29	0.17		4.11	0.21	22.85	13.53													100
29	1	Chl	3	36.83		17.38	1.32	10.43	0.07	33.97														100
29	1	Srp	4	46.76		2.88	0.75	13.48	0.17	35.96														100
29	1	Srp	5	48.43		2.59	0.55	12.12	0.43	35.32	0.55													100
29	1	Srp	6	45.96		3.58	0.81	13.26	0.26	36.13														100
29	1	Chl	7	36.66		17.37	0.84	11.1	0.11	33.92														100
29	1	Chl	8	35.8		17.09	0.95	11.58	0.01	34.38			0.18											100
29	1	Mag	9	0.46			11.33	88.21																100
29	1	Tlc	10	65.8				3.78	0.04	30.38														100
29	2	Amp	11	58.75			0.19	3.44	0.23	23.82	13.57													100
29	2	Srp	12	46.77		4.09	0.66	12.78	0.1	35.2	0.39													100
29	2	Chl	13	36.49		16.73	1.01	11.14	0.1	34.53														100
29	2	Tlc	14	66.12				3.43		30.45														100
29	2	Mag	15				7.36	92.64																100
29	3	Amp	16	59.42	0.15			3.53	0.31	23.31	13.28													100
29	3	Amp	17	59.34		0.16		5.72	0.52	22.1	12.16													100
29	3	Amp	18	59.81	0.04			3.44	0.05	23.21	13.45													100
29	3	Srp	19	46.62		3.67	0.72	12.64	0.27	36.08														100
29	3	Chl	20	36.88		16.11	0.97	11.39	0.23	34.43														100
29	3	Mag	21	1.26		0.13	3.34	93.73		1.07	0.47													100
29	4	Srp	22	45.99		3.96	0.71	13.43	0.2	35.71														100
29	4	Crb	23					6.38	1.5	36.06	56.06													100
29	4	Amp	24	59.17		0.24		3.95	0.24	23.44	12.83		0.13											100
29	4	Srp	25	36.62		17	1.04	11.12	0.07	34.15														100
29	4	Tlc	26	65.25		0.04		3.9		30.81														100
29	5	Ар	27	0.24				0.5			54.08						43.13	0.01	2.04					100

Приложе	ние 2. (1	продолж	ение)																					
Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
203	1	Amp	1	47.7	1.16	9.35		16.22	0.32	11.63	12.34	0.96	0.31											100
203	1	Amp	2	48.01	1.32	9.05		17.1	0.27	11.88	11.25	0.69	0.44											100
203	1	Amp	3	39.53		30.31		4.35	0.1		25.71													100
203	1	Amp	4	38.76	0.1	30.48		5.17			25.49													100
203	1	Amp	5	39.47		30.2		4.49	0.06		25.77													100
203	1	Amp	6	39.32		29.21		6.48	0.15		24.84													100
203	1	Chl	7	30.44	0.22	25.13		23.57	0.14	20.22	0.29													100
203	1	Ms	8	48.41	0.08	37.72		0.96	0.01	1.01		0.43	11.38											100
203	1	Ms	9	48.89	0.06	38.89		0.48	0.14	0.03		0.32	11.19											100
203	1	Ms	10	48.72	0.28	37.06		1.51	0.01	1.1		0.35	10.97											100
203	1	Ms	11	48.46	0.17	37.15		1.5		1.26	0.02	0.56	10.88											100
203	1;1	Ep	15	43.58		35.26		0.48			19.84	0.84												100
203	1;1	Amp	16	41.47	0.44	20.11		17.23	0.16	6.22	12.28	1.53	0.48					0.09						100
203	1;1	Ар	17	0.42				0.52			53.76						43.64	0.58	1.08					100
203	2	Pl	18	44.09		35.25		0.37			19.61	0.68												100
203	2	Pl	19	44.57		35.32		0.46			18.8	0.85												100
203	2	Chl	20	30.68		24.52	0.21	22.94	0.3	21.35														100
203	2	Amp	21	41.43	0.23	20.48		16.31	0.34	6.76	12.23	1.55	0.67											100
203	2	Amp	22	48.85	1.15	9.02		15.86	0.32	11.72	11.53	1.2	0.34											100
203	2	Pl	23	44.42		35.12		0.58			19.16	0.72												100
203	2	Pl	24	59.61		25.07		0.24			7.11	7.97												100
203	3;1	Ms	26	48.72	0.18	37.23		1.16		1.4		0.46	10.84											100
203	3;1	Ms	27	49.33		36.57		1.25		1.7		0.45	10.7											100
203	3;1	Pl	28	62.8		23.65		0.37			4.83	8.35												100
203	3;1	Ms	29	49.43	0.15	39.23		0.18		0.01	0.15	0.02	10.83											100
203	3;1	Pl	30	58.34		26.71					7.91	7.04												100
203	3;1	Pl	31	62.05		24.2					5.12	8.54	0.09											100
203	3;1	Pl	32	44.83		35.09		0.14			19.02	0.93												100
203	3;1	Ep	33	39.09		31.48		3.68			25.75													100
203	3;1	Amp	34	49.14	1.09	8.56		14.27	0.37	13.07	12.24	0.97	0.3											100
203	3;1	Pl	36	44.55		35.27		0.09			19.22	0.87												100
203	3;2	Ру	39	2.12				85.52			1.85									10.51				100
203	3;2	Ру	40	8.1		1		68.86		1.03	0.85				2.28					13.28			4.6	100
203	3;2	Amp	41	48.81	1.19	9.07	0.23	14.47	0.29	11.86	12.55	1.18	0.34											100
203	3;3	Ilm	43		53.35			43.68	2.97															100
203	3;3	Ttn	44	30.81	39.9	0.96		0.57			27.76													100

1	2	2
_ T	3	Z

Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO ₃	V_2O_5	CoO	CuO	Total
62a	1	Amp	3	52.69	0.18	3.01		18.53	0.51	11.97	12.66	0.45												100
62a	1	Chl	4	29.05		22.54		33.5	0.56	14.35														100
62a	1	Bt	5	37.61	1.28	15.2		25.72	0.54	9.7			9.76					0.19						100
62a	1	Bt	6	38.21	1.66	14.96		25.83	0.29	9.17		0.04	9.76					0.07						100
62a	1	Ttn	7	30.4	39.2	1		1.13	0.1		28.17													100
62a	1	Chl	8	31.02		21.75		32.68	0.56	14														100
62a	1	Amp	9	53.57	0.09	2.61		18.56	0.25	11.71	12.64	0.34	0.22											100
62a	1	Ep	10	38.55		22.51		14.02	0.06		24.87													100
62a	1	Pl	12	67.8		19.71		0.49			0.38	11.62												100
62a	1;1	Chl	15	29.08		21.91		34.56	0.72	13.73														100
62a	1;1	Bt	16	37.27	1.39	15.51		26.34	0.43	9.08		0.16	9.63					0.19						100
62a	2	Mag	18	0.83	1.43		0.07	96.97			0.7													100
62a	2	Ttn	19	30.9	38.53	1.24		1.82			27.51													100
62a	2	Amp	20	53.5	0.13	2.02		17.84	0.76	12.58	12.91	0.26												100
62a	2	Bt	21	37.94	1.86	15.71		25.07	0.37	8.99		0.12	9.71					0.23						100
62a	2	Chl	22	29.19		21.82		33.87	0.51	14.45	0.16													100
62a	2	Bt	23	37.97	1.79	15.89	0.03	25.01	0.2	8.97			10					0.13						100
62a	2	Ep	24	38.41		23.5		13.59	0.17		24.33													100
62a	2	Pl	26	68.35		19.5					0.76	11.27	0.12											100
62a	3	Mag	27	0.77	1.29			97.16			0.78													100
62a	3	Ttn	28	29.73	39.3	1.32		1.54			28.11													100
62a	3	Chl	29	28.54		21.94		35	0.68	13.85														100
62a	3	Ttn	30	30.13	39.13	1.42		1.36			27.96													100
62a	4;1	Ep	33	38.52		22.43		14.9	0.02		24.13													100
62a	4;1	Amp	34	54.36	0.04	1.39		18.02	0.48	12.59	12.97	0.06	0.09											100
62a	4	Ep	35	38.84		24.83		10.94	0.03		25.37													100
62a	4	Amp	36	53.87		1.68	0.19	17.39	0.67	13.23	12.8	0.14	0.02											100
62a	4	Amp	37	53.21	0.27	2.4		17.39	0.62	12.62	12.91	0.39	0.19											100
62a	4	Ep	38	39.04		21.14		15.29			24.53													100
62a	4	Bt	39	37.57	1.66	15.49		26.04	0.39	9.01			9.63					0.21						100
62a	4	Bt	40	37.81	2.06	15.24		25.82	0.32	8.83			9.83					0.08						100
62a	4	Ep	41	37.88		24.35		12.97	0.41		24.38													100
62a	4	Pl	43	68.39		20.29					0.53	10.79												100

Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
18-14	1	PI	4	59.97		25.9					6.82	7.31												100
18-14	1	Ttn	5	29.74	40.58	0.88		0.26			28.54													100
18-14	1	PI	7	61.73		24.68					5.48	8.11												100
18-14	1	PI	8	54.82		29.01					10.92	5.25												100
18-14	1;1	Ep	9	39.23		29.95		6.36	0.05		24.42													100
18-14	1;1	Chl	10	31.73		24.41		26.22	0.08	17.24	0.27		0.05											100
18-14	2	Amp	13	49.55	0.72	7.86		15.89	0.27	11.89	12.49	1.12	0.21											100
18-14	2	Amp	14	47.71	0.62	10.66		16.17	0.28	10.72	12.62	1.03	0.21											100
18-14	2	Amp	15	48.2	0.55	10.21		16.49	0.19	10.76	12.14	1.24	0.22											100
18-14	2	PI	16	54.36		29.22					11.18	5.19	0.05											100
18-14	2	PI	17	61.81		24.42					5.72	8.04												100
18-14	2	PI	18	54.75		29.08					11.17	4.95	0.05											100
18-14	2	PI	19	56.95		27.82					9.42	5.78	0.03											100
18-14	2	Ep	20	39.15		28.75		6.73			25.37													100
18-14	2	Fsp	21	63.9		18.57						0.14	16.97			0.41								100
18-14	2	Ttn	22	30.26	40.35	0.8		0.23			28.36													100
18-14	2	Chl	24	29.95		25.26		27.28	0.25	17.12	0.15													100
18-14	2;1	Hbl	26	50.75	0.64	6.8		15.55	0.39	12.56	12.25	0.79	0.27											100
18-14	2;1	Hbl	27	47.06	0.7	11.25		16.9	0.1	10.25	12.12	1.31	0.32											100
18-14	3	Fsp	28	63.7		19.06						0.08	17.13			0.03								100
18-14	3	Fsp	29	63.33		18.55		0.03					17.79			0.3								100
18-14	3	PI	30	51.88		31.24					13.17	3.71												100
18-14	3	Pl	31	59.59		25.9					6.66	7.82	0.04											100
18-14	3	PI	32	67.55		20.56					1.32	10.45	0.12											100

Sample	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K_2O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
18-12	1	Spl	1	0.27	0.27	10.6	52.04	33.46		2.14				0.97							0.26			100
18-12	1	Spl	2	0.04	0.27	10.49	52.09	34.75		1.34				1.02										100
18-12	1	Srp	3	47.93		2.89	0.33	8.51		39.53	0.67				0.14									100
18-12	1	Amp	1	47.34	0.85	10.22		16.93	0.33	10.13	12.67	1.06	0.46											100
18-12	1	Amp	2	48.29	0.58	9.2		17.68	0.27	10.57	12.28	0.83	0.29											100
18-12	1	Pl	5	63		23.77					4.28	8.95												100
18-12	1	Pl	6	61.68		24.48					5.54	8.3												100
18-12	1	Ttn	7	29.63	40.55	0.75		0.26			28.81													100
18-12	2	Ep	9	39.76		29.74		5.6	0.35		24.54													100
18-12	2	Ep	10	40.54		29.46		5.9	0.04		24.07													100
18-12	2	Amp	11	49.28	0.46	8.19		16.89	0.22	11.43	12.4	0.71	0.3					0.13						100
18-12	2	Pl	12	63.18		23.38		0.19			4.44	8.79	0.02											100
18-12	2	Ttn	13	30.76	39.4	1.01		0.26			28.57													100
18-12	2	Ilm	14		53.63			42.71	3.22	0.44														100
18-15b	1	Chl	1	29.82		24.69		28.71	0.7	16.08														100
18-15b	1	Ep	2	39.47	0.15	29.01		6.62	0.3		24.46													100
18-15b	1	Bt	3	37.08	1.77	18.37		21.08	0.25	10.51		0.3	10.65											100
18-15b	1	Pl	4	61.79		24.59					5.91	7.65	0.06											100
18-15b	2	Ep	6	38.86		28.82		7.26			25.06													100
18-15b	2	Ep	7	39.26		27.96		8.19	0.06		24.53													100
18-15b	2	Ep	8	39.61		28.39		6.61	0.07		25.32													100
18-15b	2	Zo	9	38.84		28.25		8.06	0.23		24.62													100
18-15b	2	Pl	10	60.52		24.97		0.1			6.16	8.25												100
18-15b	2	Fsp	11	63.7		18.44		0.16				0.18	17.1			0.42								100
18-15b	2	Bt	12	38.38	1.41	18.84		19.98	0.26	10.22		0.26	10.65											100
18-15b	3	Ttn	14	30.15	40.23	0.72		0.15			28.75													100
18-15b	3	Ilm	15		53.56			39.76	6.68															100
18-15b	3	Bt	16	37.67	1.4	18.37		20.99	0.06	10.21		0.22	11.09											100
18-15b	4	Pl	18	61.89		24.49					5.48	8.14												100
18-15b	4	Pl	19	60.94		24.96					5.95	8.15												100
18-15b	4	Pl	20	61.5		24.81					5.75	7.94												100
18-15b	4	Amp	21	38.89		28		8.81			24.31													100
18-15b	4	Bt	22	38	2.02	18.37		20.19	0.37	10.32		0.22	10.51											100
18-15b	4	Chl	23	30.93		24.48		26.79	0.54	17.26														100
18-15b	4	Amp	24	38.9		28.26		8.38	0.14	0.41	23.9													100
18-15b	4;1	Fsp	25	64.08		18.75							17.08			0.09								100
18-15b	4;1	Pl	26	66.53		21					1.65	10.31	0.5											100

Samplee	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
207	1	Amp	4	54.41	0.1	4.32	0.33	11.58	0.3	15.21	13.28	0.45	0.02											100
207	1	Ttn	5	30.33	38.97	1.54		1.29			27.87													100
207	1;1	Pl	6	64.24		22.14					3.31	10.2	0.11											100
207	1;1	Pl	7	67.79		20.12					0.62	11.32	0.15											100
207	1;1	Pl	8	58.41		26.05					8.3	7.22	0.02											100
207	1;1	Pl	9	64.5		21.98					2.83	10.58	0.11											100
207	1;1	Ep	10	39.15		26.17		9.45	0.28		24.95													100
207	1;1	Ep	11	38.5		27.2		9.35	0.3		24.65													100
207	1;1	Ms	12	50.85	0.25	31.8		3.08		2.54			11.48											100
207	1;1	Chl	13	30.76		24.14		22.21	0.45	22.45														100
207	1;1	Bt	14	41.03	1.01	17.74		16.31	0.27	13.43		0.07	10.02					0.13						100
207	1;1	Ар	15	0.27				0.31			53.54						43.01	0.03	2.84					100
207	1;1	Ва	16	38.19	0.69	24.38		11.73	0.13		24.89													100
207	2;1	Pl	17	64.54		22.12					3.19	10.07	0.08											100
207	2;1	Pl	18	64.98		21.77					3.04	10.05	0.16											100
207	2;1	Pl	19	64.74		21.95					3.04	10.23	0.04											100
207	2;1	Pl	20	66.72		20.74					0.93	11.54	0.07											100
207	2;1	Pl	21	58.03		26.38					8.45	7.02	0.12											100
207	2;1	Fsp	22	50.47	0.1	31.44		3.58		2.89		0.36	11.16											100
207	2;1	Fsp	23	50.75	0.25	31.86		2.72		3.06		0.23	11.13											100
207	2;1	Ep	24	38.69		26.48		9.48	0.27		25.09													100
18-15	1	Amp	1	46.62	0.58	11.19		18.56	0.25	9.83	11.5	1.12	0.34											100
18-15	1	Bt	2	37.63	1.7	17.97		21.23		10.76		0.1	10.61											100
18-15	1	Chl	3	29.52		24.31		28	0.08	18.09														100
18-15	1	Ep	4	39.54		28.41		7.34	0.3	0.04	24.37													100
18-15	1	Pl	5	63.24		23.47					3.89	9.4												100
18-15	1	Ttn	6	30.58	38.12	1.04		0.35			29.92													100
18-15	1	Bt	7	38.13	1.82	17.52		21.75		10.31			10.47											100
18-15	1	Amp	8	47.12	5.72	6.97		14.67	0.12	10.27	14.7	0.33	0.1											100
18-15	2	Pl	9	63.69		23.14					4.19	8.5	0.48											100
18-15	2	Ep	10	39.37		29.92		6.59	0.03		24.09													100
18-15	2	Pl	11	62.79		23.76					5.09	8.29	0.07											100
18-15	2	Chl	12	30.59		24.76		26.71		17.93														100
18-15	3;1	Amp	18	55.87	0.07	1.58		12.64	0.31	15.72	13.62	0.19												100
18-15	3;1	Amp	19	46.71	0.63	11.15		18.36	0.52	9.05	11.68	1.31	0.52					0.08						100
18-15	3;1	Pl	20	68.05		20.33					0.94	10.67												100
18-15	3;1	Pl	21	62.24		24.13					5.51	8.03	0.09											100

Samplee	Area	Miner	Spot	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	BaO	P_2O_5	Cl	F	SO_3	V_2O_5	CoO	CuO	Total
210b	1	Amp	1	46.26	0.29	9.89		19.6	0.4	9.04	12.68	0.96	0.88											100
210b	1	Chl	2	30.45	0.36	22.23		31.07	0.41	15.09	0.28		0.11											100
210b	1	Ttn	3	30.12	40.09	0.78		0.88	0.02		28.11													100
210b	1	PI	4	68.1		20.06						11.84												100
210b	1	Ep	5	38.51		25.43		10.75	0.21		25.1													100
210b	1	Amp	6	52.16	0.05	4.47		16.61	0.52	12.87	12.9	0.23	0.19											100
210b	1	Amp	7	52.65	0.06	3.55		16.63	0.31	13.22	13.15	0.25	0.17											100
210b	1	Amp	8	46.01	0.36	9.83	0.11	20.12	0.26	9.08	12.53	1.09	0.6											100
210b	1	Amp	9	45.49	0.61	9.36	0.12	20.2	0.29	9.19	12.92	1.16	0.66											100
210b	1	Amp	10	45.27	0.37	9.87	0.37	19.68	0.41	9.39	12.95	1	0.7											100
210b	2	Ilm	12		52.58			44.52	2.9															100
210b	3	Amp	13	46.11	0.64	9.54		19.3	0.46	9.57	12.93	0.71	0.74											100
210b	3	Amp	14	45.95	0.39	10.26		19.87	0.33	8.98	12.5	0.94	0.77											100
210b	3	Amp	15	45.04	1.27	9.28		20.34	0.47	9.46	12.55	0.98	0.43					0.19						100
210b	3	Pl	16	68.21		19.98					0.12	11.69												100
210b	3	Pl	17	68.44		19.76					0.11	11.69												100
210b	3	Amp	18	52.17	0.08	3.7		16.24	0.37	13.6	13.2	0.33	0.31											100
210b	3	Amp	19	54.54	0.04	1.53		15.65	0.37	14.22	13.61	0.04												100
210b	3	Ep	20	38.34	0.18	24.32		11.6	0.22		25.34													100
38	1	Pl	1	66.92		20.61					1.34	11.13												100
38	1	Pl	2	61.4		24.71					5.53	8.36												100
38	1	Amp	3	55	0.3	3.1		9.73	0.31	17.55	13.64	0.29	0.08											100
38	1	Ep	4	39.02	0.26	25.86		9.73	0.09		25.04													100
38	1	Fsp	5	51.18	0.52	32.85		1.71	0.2	2.13		0.09	11.32											100
38	2	Amp	6	56.8	0.08	1.37		9.34	0.35	18.52	13.44	0.1												100
38	2	Amp	7	53.54	0.58	5.15		10.91	0.27	16.22	12.75	0.46	0.12											100
38	2	Amp	9	56.77	0.16	1.54		9.1	0.08	18.34	13.99		0.02											100
38	2	Amp	10	54.72	0.26	3.74		10.19	0.16	17.14	13.2	0.51	0.08											100
38	2	Bt	11	40.61	1.12	17.02	0.45	15.06	0.38	15.25			10.11											100
38	2	Bt	12	40.64	1.03	17.97	0.23	14.71	0.12	15.23		0.13	9.94											100
38	2	Bt	13	39.89	1.21	18.01	0.28	15.45	0.21	15.37			9.58											100
38	2	Fsp	14	64.55		18.7		0.27				0.15	16.33											100
38	2	Chl	15	30.74		23.22	0.13	22.71	0.31	22.89														100
38	2	Ttn	16	29.71	40.64	0.92		0.34	0.04		28.35													100
38	2	PI	17	61.65		24.01					5.17	9.17												100
38	2	PI	19	61.4		24.75					4.88	8.97												100
38	3	Chl	20	31.5		23.77		20.84	0.29	23.6														100
38	4	Amp	23	55.04	0.43	3.89		9.6	0.23	17.57	12.69	0.55												100
38	4	Amp	24	56.64	0.02	1.47		8.67	0.21	19.26	13.73													100
38	4	Amp	25	54.49	0.02	3.84		10.28	0.21	16.83	13.85	0.35	0.13											100
38	4	Bt	26	40.01	1.16	18.25	0.45	15.66	0.15	14.02		0.06	10.25											100
38	4	Fsp	27	64.52		18.41		0.51		0.31		0.28	15.97											100
38	4	Pl	28	66.03		21.16					2.15	10.56	0.1											100